

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Departamento de Geodinámica**



**CINEMÁTICA TERCIARIA Y CUATERNARIA DE  
LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA Y SU  
INFLUENCIA EN LA PELIGROSIDAD SÍSMICA  
DEL INTERIOR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**

**PRESENTADA POR**

**María Pilar Villamor Pérez**

Bajo la dirección de los doctores  
Luis González de Vallejo  
Ramón Capote del Villar

**Madrid, 2002**

**ISBN: 84-669-1789-6**

***Cinemática Terciaria y Cuaternaria  
de la Falla de Alentejo-Plasencia  
y su Influencia en la Peligrosidad Sísmica  
del Interior de la Península Ibérica***

***María Pilar Villamor Pérez***

*Universidad Complutense Madrid  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Departamento de Geodinámica*

*Tesis presentada para optar al grado de Doctor en Geología*

***Septiembre 2002***



**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE**



5317339317

*Directores:*

*Dr. Luis González de Vallejo*

*Dr. Ramón Capote del Villar*

26258





*A mis padres y a Kelvin*



## AGRADECIMIENTOS

Esta tesis ha tardado en concluirse mucho más tiempo de lo que yo esperaba, pero eso, precisamente, ha permitido que numerosas personas pudieran participar en ella, lo que la ha convertido en una experiencia personal muy enriquecedora. A todos, os agradezco vuestra ayuda.

**Luis González de Vallejo y Ramón Capote**, mis directores de tesis aceptaron gustosamente dirigir mi trabajo y exponerse a trabajar con una persona tan testaruda. Luis ha contribuido enormemente en mi proyección internacional (tal vez llevada “demasiado lejos”) y me proporcionó siempre información de vanguardia sobre temas de peligrosidad sísmica. Ramón me enseñó las “artes del geólogo de campo” en largas y calurosas campañas y me alentó continuamente a proseguir mi investigación.

Mis queridos compañeros de estudios, **Meaza Tsige y José Martínez Díaz**, no sólo me ofrecieron su apoyo personal incondicional, sino que su profesionalidad me ha servido de ejemplo y me ha dado confianza en los temas de mi tesis, en los que ellos han participado. Meaza realizó estudios de mineralogía de arcillas para esta investigación y me ayudó a entender cuestiones importantes sobre los mantos de alteración. Josechu me acompañó en campañas de campo de cartografía y compartió conmigo importantes ideas sobre la geología estructural.

Asunción Tabanera (**Chunchi**), mi profesora de COU, despertó en mí el interés por la geología y me alentó a dar un cambio de 180 grados a mi carrera profesional. Chunchi ha seguido con entusiasmo el progreso de esta tesis. **Juan Bergamín, Gerardo de Vicente y Andrés Carbo** me iniciaron en mi carrera investigadora. Con ellos publiqué mis primeros artículos, realicé mis primeras campañas de campo (¿o debería decir geofísicas?). Los tres me apoyaron en el comienzo de mis tesis. **José Luis Hernández Enrile** pujó siempre por mi permanencia en el Departamento y valoró continuamente este estudio. **Rosa Tejero** me ayudó a entender los avatares de los estudios gravimétricos y proporcionó valiosas sugerencias sobre la redacción académica y la síntesis de una tesis doctoral (Rosa, gracias por tu disposición y respuestas inmediatas).

En otros aspectos científicos de este trabajo han participado numerosos profesionales. **Jorge Giner** obtuvo conmigo los datos de análisis poblacional de fallas y llevó a cabo su tratamiento. **Julián Portillo y Eduardo Serrano** realizaron algunas de las campañas gravimétricas. **David Gómez** me ayudó con el tratamiento de los datos gravimétricos. **Angel Vírseda** digitalizó los mapas topográficos y me ayudó con el tratamiento de los datos en SIG. **Fernando Sánchez-Serrano** me enseñó a producir modelos digitales del terreno. El estudio de peligrosidad se ha beneficiado de valiosas discusiones científicas con **Mark Stirling** (who also very generously allowed me to use his PSHA code and who dedicated some of his very hectic time to this study), **José Sánchez Cabañero, Carlos López Casado, Bryan Skipp, Alfonso López Arroyo, Antonio Gomes Coelho y Julián García Mayordomo**. **Nuno Pimentel, Eloy Molina, Rosa Carrasco, Javier Pedraza y José Portero** me enseñaron, en el campo, aspectos sobre los sedimentos terciarios, superficies de erosión y neotectónica. **Alan Hull** me facilitó la recopilación bibliográfica de aspectos estructurales de cuencas *pull-apart* y me proporcionó a oportunidad de trabajar en fallas activa en Nueva Zelanda. El **Instituto Geográfico Nacional** me permitió el uso de su catálogo de terremotos. **Carmen López** me facilitó información sobre las características del catálogo y **Peter McGinty** me ayudó en los estudios de completitud y sustracción de réplicas y premonitores.

Los aspectos logísticos y de edición también han involucrado a numerosas personas. Amigos y compañeros han participado en la producción de figuras: **Michelle Park** (thanks specially for your Coreldraw training), **Elena Villamor** (gracias por cruzarte el mundo para ayudarme), **Elvira García Prieto** (gracias por tu compañía largas noches de trabajo), **Marisa,**

**Carl Berryman, Nicola Litchfield, Biljana Lucovic, Vasso Mouslopoulou, Paloma Villamor, Alfredo Madrid, Jose Ángel Rodríguez y Shivaun Hogan.** Several colleagues have provided support with computer related topics. Thanks specially to **Roger Williams** for being always there, specially when all my drivers run out of memory. **David Heron, Sabrina Mazzoni, Mark Rattenbury and Nicki Stevens** taught me the use of different software packages. Mis amigos hispano-parlantes en Nueva Zelanda revisaron la redacción: **Agustín Yague, Lorena Garrido, Puri Alvarez, Vicky Ancel y Rafael Benites.**

Este trabajo ha sido subvencionado por la **Universidad Complutense Madrid** (Beca de Formación de Personal Investigador), la **Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, SA** (Proyecto: Riesgo Sísmico en Segmentos de Falla) y el **Institute of Geological and Nuclear Sciences, Ltd** (Project: PSHA in Spain).

Thanks to my GNS colleagues for their support. **Robin Falconer and Phil Glassey** accepted my proposal to undertake the last part of my thesis as a GNS funded project. **Mark Stirling, Nicola Lithchfield, Robert Langridge, Russ Van Dissen** have absorbed part of my work load. **Eth Lloyd, Sarah Taylor and Ursula Cochran** helped me with the edition. **Philip Carthew and Carolyn Hume** allowed me to use their computers and printing facilities.

Agradezco profundamente la generosidad de los **propietarios de las fincas extremeñas** que me concedieron permisos para realizar mis trabajos de campo y de los **dueños del Hostal Las Alcabalas de Albuquerque**, que me adoptaron como miembro de la familia.

A mis compañeros del Departamento de Geodinámica y del Instituto de Ciencias Geológicas y Nucleares: **Meaza, Chechu, Nieves** (gracias por tu apoyo al partir de España), **Jorge, David, Silvia, Carmen, Geles, Fernando, Fidel, Julián, Juanmi, Raúl, Pontxo, Ray** (El rey), **Mike (Isaac), John (Begg), Julie, Susan, Kirby** (there is certainly light at the end of the tunnel), **Liz, Mark (Stirling), Nicki, Brent, Ursula, Mark (Falvey), Rob, Nic, Robin, Phil, Judy, y otros**, que seguro no he mencionado, gracias por vuestras palabras tan alentadoras.

Mis amigos fuera del mundo académico y profesional que han deseado, tanto como yo, que este trabajo llegara a su fin: **Patricia, Nines, Rosa, Javi, Ángel, Ana, Juan, Lourdes, María Paz, Irene, Criss, Noall, Joan, June, Erna, Victor, Lorena, Elvira.**

**Mi familia**, ha soportado con paciencia mi falta de dedicación a ellos, sobre todo en estos últimos años que nos hemos visto en escasas y cortas ocasiones. Sé que habéis sufrido por no poder estar a mi lado para ayudarme físicamente a acabar esta tesis, pero vuestro cariño ha sido el combustible. Mi padre fue además la persona que me sugirió hacer una tesis doctoral y me ha mostrado que, incluso al final de una carrera profesional, hay que seguir superándose a uno mismo. Mi madre siempre ha sido "la gran mujer detrás de".... todos nosotros.

Para finalizar quiero mencionar a una persona muy especial, **Kelvin Berryman**. Kelvin ha participado en esta tesis en aspectos tan variados que no puedo incluirlo, exclusivamente, en alguno de los párrafos anteriores. En mi primera visita a Nueva Zelanda, Kelvin me enseñó la importancia de analizar la actividad de fallas e incorporar estos datos a cálculos de peligrosidad sísmica. A mi vuelta a Nueva Zelanda, Kelvin ha seguido su labor de mentor en los aspectos de peligrosidad sísmica, asicomo, en los de síntesis y estructura de la tesis. Como compañero de oficina, Kelvin ha absorbido parte de mi trabajo, para que yo pudiera avanzar en mi tesis. Por si todo esto no fuera poco, Kelvin ha producido algunas de las figuras y tablas, recopilado referencias bibliográficas, formateado el documento final y me ha acompañado en la soledad de largas noches de trabajo. ¿Quién te iba a decir que harías una segunda tesis doctoral?. En lo referente a tu apoyo personal en la realización de esta tesis.....gracias mil.

## RESUMEN

En zonas de sismicidad muy baja, el registro histórico e instrumental de terremotos es, en general, demasiado corto para contener los seísmos más grandes que puedan ocurrir en esa área y, como consecuencia, este registro presenta una imagen incompleta de la peligrosidad sísmica. Se puede reducir esta deficiencia, incorporando información sobre la rotura superficial de fallas, la cual representa un registro parcial de terremotos grandes, que pueden haber ocurrido en intervalos de tiempo mayores al período histórico. De esta forma, en ambientes tectónicos caracterizados por tasas bajas de sismicidad histórica, la geología de terremotos es una herramienta complementaria fundamental en la estimación, lo más precisa posible, de la peligrosidad sísmica de la región, para largos períodos de retorno.

En este trabajo se realiza un estudio de geología de terremotos de la falla de Alentejo-Plasencia (también denominada falla de Messejana), con el objetivo de evaluar la deformación actual de la falla y su contribución a la peligrosidad sísmica. El estudio comprende un análisis de la historia cinemática completa de la falla, en el que se estima la cantidad de desplazamiento que se acumuló en cada fase tectónica, para asignar, finalmente, un valor de desplazamiento durante el régimen tectónico actual y, así, poder calcular una tasa de deformación asociada.

El estudio cinemático de la falla de Alentejo-Plasencia ha confirmado que la falla no es un desgarre tardihercínico, sino una falla alpina ligada a la colisión continental entre Eurasia y África. La falla se nucleó a lo largo de una estructura preexistente, el gran dique básico mesozoico de Alentejo-Plasencia (o dique de Messejana). Este estudio muestra además la presencia de pequeñas cuencas *pull-apart*, distribuidas a lo largo de la traza de la falla, formadas como consecuencia de su movimiento de desgarre. Las cuencas *pull-apart* contienen un registro estratigráfico mioceno con facies proximales de abanicos aluviales.

El estudio detallado de cuencas *pull-apart*, que comprende cartografías geológicas, análisis estructural, estudios del relleno sedimentario e interpretaciones gravimétricas, junto con estudios de formaciones geológicas pliocenas y cuaternarias deformadas, muestra que parte del movimiento de la falla es relativamente reciente. El desplazamiento horizontal de la falla, que dio lugar a la formación de la cuencas fue del orden de 0,5 a 2 km (de los ~ 3 km de desplazamiento total que presenta la falla). Para en Cuaternario, se han estimado tasas bajas de deslizamiento de la falla, menores a 0,1 mm/año y, probablemente, del orden de 0,01 a 0,05 mm/año.

Con los datos geológicos obtenidos se ha realizado una caracterización sísmica preliminar de la falla. El tamaño del terremoto asociado a la falla se ha obtenido de relaciones empíricas internacionales, que calculan la magnitud del terremoto a partir la longitud de la rotura superficial (o segmento de falla). El concepto de segmentación de la falla es un aspecto esencial para asignar magnitudes máximas de terremotos a cada sección de la misma. Un modelo de segmentación posible (segmentación máxima) de la falla de Alentejo-Plasencia, en el que se interpreta cada cuenca *pull-apart* como un punto de detención de la rotura sísmica, sugiere longitudes de segmento entre 20 y 43 km, que corresponden con magnitudes ( $M_w$ ) de 6,63 a 7,22.

Con los parámetros sísmicos de la falla de Alentejo-Plasencia y los recopilados de la literatura, sobre otras estructuras similares en el Macizo Hespérico, se ha realizado

una estimación regional de la peligrosidad sísmica. El objetivo principal de este análisis es evaluar la contribución de los parámetros sísmicos de fallas activas (es decir de terremotos grandes pero muy infrecuentes), a la peligrosidad sísmica de la zona interior de la Península Ibérica. Los resultados muestran que las fallas con tasas de deslizamiento mayores a 0,1 mm/año pueden influir significativamente en la peligrosidad sísmica, para períodos de retorno del orden de 10,000 años. Las fallas con tasas menores pueden también influir, si varias se encuentran cercanas a un emplazamiento y se suma su contribución individual a la peligrosidad. Los estudios paramétricos de sensibilidad muestran grandes variaciones en la peligrosidad según el valor asignado de magnitud y recurrencia de las fuentes sísmicas tipo falla. No obstante, se obtienen variaciones mayores con las zonaciones alternativas de la sismicidad de fondo (fuentes tipo área) y sus respectivos parámetros. Según los resultados de este estudio, el tratamiento de la incertidumbre de los parámetros es el requisito más importante en las estimaciones de peligrosidad sísmica en zonas de baja sismicidad, como el interior de la Península Ibérica.

## ABSTRACT

The instrumental and historical records in low seismicity regions are usually too short to contain the occurrence of the largest earthquakes that could occur in that region. Therefore, the instrumental and historical record represents an incomplete image of seismic hazard. This shortcoming can be improved by incorporating information about surface fault rupture, which represents a partial record of large earthquakes that may have occurred over time-frames much longer than the historical period. Thus, in tectonic environments characterised by low rates of historical seismicity, earthquake geology is an essential additional tool for obtaining the best estimate of long-term seismic hazard of a region.

In this study I present an earthquake geology study of the Alentejo-Plasencia fault (also known as the Messejana fault) with the objective of evaluating the deformation rate of the fault, and its contribution to seismic hazard. The study comprises an evaluation of the long-term kinematic history of the fault, determining the amount of total slip that has accumulated in each tectonic phase, so that a displacement value for movement in the contemporary tectonic regime can be assigned, and the associated slip rate calculated.

The kinematic study of the fault has confirmed that the fault is not a post-Variscian strike-slip structure as previously thought, but a fault of the Alpine orogen, associated with Eurasia-Africa plate collision. The fault nucleated along a previous structure; the Alentejo-Plasencia basic dyke (Messejana dyke). This study also documents the presence of a series of small pull-apart basins distributed along the length of the fault, that are attributed to strike-slip movement of the fault. The pull-apart basins contain a Miocene near-source sedimentary record.

Detailed studies of the pull-apart basins comprising geologic mapping, structural and sedimentary analysis, and gravity modelling, together with studies of displaced Pliocene and Quaternary geologic formations, show that the fault has relatively recent movements. The most recent fault movement was probably in the middle Pleistocene. The amount of horizontal fault displacement that formed the pull-apart basins is of the order of 0.5 to 2 km (of a total horizontal displacement of ~3 km). For the Quaternary period I have estimated fault slip rates of less than 1 mm/year, and more probably between 0.01 and 0.05 mm/year.

Using the accumulated geologic data I have undertaken a preliminary seismic characterisation of the fault. Earthquake size is calculated from international empirical relations of fault rupture scaling (surface fault rupture length to earthquake magnitude relations). The concept of segmentation of the Alentejo-Plasencia fault is the fundamental building block for assigning maximum earthquake magnitudes to portions of the fault. A possible (maximum) segmentation model, interpreting each pull-apart basin structure as a possible arrest point for earthquake rupture, suggests segments are 20 to 43 km in length, which correspond to earthquake moment magnitudes ( $M_w$ ) of 6.6 to 7.2.

Using the seismic parameters estimated for the Alentejo-Plasencia fault and from other possibly active structures of the Hesperian massif (compiled from the literature), I have undertaken a regional probabilistic seismic hazard assessment. The

principal objective of this analysis is to evaluate the contribution to seismic hazard in the interior of Iberian Peninsula of seismic parameters determined from fault sources (large but very infrequent earthquakes). Results show that faults with slip rates larger than about 1 mm/year significantly influence seismic hazard with a return period of the order of 10,000 years. Faults with lower slip rates can also contribute if several are located close to a site, and their individual contributions are added together. Sensitivity analyses show large variations in seismic hazard can depend on magnitude and recurrence values assigned to fault sources. However, even larger variations are obtained with alternative background seismicity (area source) zones and their associated parameters. Therefore, treatment of uncertainty is the most important requirement in seismic hazard analysis in zones of low seismicity such as the interior of the Iberian peninsula.

# ÍNDICE

<b>RESUMEN</b>	<b>(i)</b>
<b>1.0 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS DE LA TESIS</b>	<b>1</b>
1.1. La Peligrosidad Sísmica en Áreas “Estables”	1
1.2. Objetivos de la Tesis	2
1.3. Estructura del Estudio	4
<b>2.0 MÉTODOS</b>	<b>6</b>
2.1. Métodos del Estudio Cinemático de la Falla De Alentejo-Plasencia	6
2.1.1. Antecedentes bibliográficos	7
2.1.2. Síntesis cartográfica a escala 1:250.000	8
2.1.3. Cartografía geológica a escala 1:25.000	9
2.1.4. Perfiles topográficos, superficies de erosión y relleno sedimentario	12
2.1.5. Análisis estructural	13
2.1.6. Estudios gravimétricos	16
2.1.6.1. Levantamiento gravimétrico	16
2.1.6.2. Cálculo de la anomalía de Bouguer completa	18
2.1.6.3. Modelización gravimétrica	21
2.2. Métodos del Estudio de la Peligrosidad Sísmica de la Zona Centro Occidental de la Península Ibérica	22
2.2.1. La práctica internacional de la estimación de la peligrosidad sísmica en zonas de sismicidad moderada	23
2.2.2. El cálculo probabilístico y sus incertidumbres	25
2.2.3. Etapas en las estimaciones de la peligrosidad sísmica	26
2.2.3.1. Recopilación de datos científicos e identificación de fuentes sísmicas significativas (ETAPA 1)	26
2.2.3.2. Caracterización de las fuentes sísmicas (ETAPA 2)	29
2.2.3.3. Caracterización de las leyes de atenuación del movimiento del suelo (ETAPA 3)	37
2.2.3.4. Cálculo de la peligrosidad y evaluación de sus incertidumbres (ETAPA 4)	38
<b>3.0. ANTECEDENTES</b>	<b>43</b>
3.1. Introducción	43
3.2. Las Fallas de Desgarre y sus Estructuras Asociadas	43
3.2.1. Concepto y clasificación de la falla de desgarre	43
3.2.2. Geometría de las fallas de desgarre	45
3.2.3. Geometría de las zonas transtensivas y transpresivas en las fallas de desgarre	46
3.2.4. Sedimentación en cuencas pull-apart	50
3.2.5. Expresión topográfica de las fallas de desgarre	51
3.3. El Contexto Geológico de la Falla de Alentejo-Plasencia	52
3.3.1. Contexto actual de tectónica de placas: la tectónica alpina.	53
3.3.1.1. El límite de placas actual	53
3.3.1.2. Historia alpina del límite de placas	54
3.3.1.4. Deformación alpina en el interior de la Península Ibérica	55
3.3.2. Geología del basamento	57
3.3.3. Sedimentos terciarios	60
3.3.3.1. SW de la cuenca del Duero y cuenca de Ciudad Rodrigo	61
3.3.3.2. Cuencas de Moraleja, Coria-Galisteo, Talaván-Torrejón El Rubio, Cañaveral (Guadalcil) y Plasencia	66



3.3.4. Sedimentos cuaternarios	67
3.3.5. Evolución geomorfológica de la meseta extremeña y su relación con los movimientos tectónicos terciarios y cuaternarios	70
3.4. La Falla de Alentejo-Plasencia	76
<b>4.0. CINEMÁTICA DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA DURANTE EL TERCIARIO Y EL CUATERNARIO</b>	<b>102</b>
4.1. Geometría General de la Falla de Alentejo-Plasencia	102
4.1.1. Sector Norte	103
4.1.2. Sector Sur	103
4.1.3. El dique diabásico y su interacción con la falla de Alentejo-Plasencia	104
4.1.3. Las cuencas pull-apart	105
4.1.4. Otras áreas de interés a lo largo de la falla	105
4.2. La Cuenca Pull-Apart De Plasencia	106
4.2.1. La cartografía geológica 1:25.000	106
4.2.2. El relleno sedimentario	108
4.2.3. Análisis estructural	110
4.2.4. Gravimetría: profundidad de sedimentos y desplazamiento horizontal asociado a la subsidencia.	113
4.2.5. Cinemática cuaternaria de la FAP en la zona de Plasencia	114
4.3. La Cuenca Pull-Apart De Moro	115
4.3.1. La cartografía geológica 1:25.000	115
4.3.2. Gravimetría: profundidad de sedimentos y desplazamiento horizontal asociado a la subsidencia.	116
4.3.3. Cinemática cuaternaria de la FAP en el área de la Cuenca de Moro.	116
4.4. La Cuenca de Coria y la Falla de Béjar	117
4.5. Área de las Cuarcitas del Puerto de los Castaños y La Cuenca de Talaván	118
4.5.1. La cinemática de la FAP en el Puerto de los Castaños. El desplazamiento horizontal.	119
4.5.2. Estudio de las superficies de erosión de la Cuenca de Talaván. Edad del nivel topográfico generalizado y desplazamientos verticales de la FAP	120
4.5.3. Cinemática cuaternaria de la FAP en el área del Puerto de los Castaños.	123
4.6. La Cuenca Pull-Apart de Cañaveral	124
4.6.1. La cartografía geológica 1:25.000	124
4.6.2. El relleno sedimentario	125
4.6.3. Análisis estructural	130
4.6.4. Gravimetría: profundidad de sedimentos y desplazamiento horizontal asociado a la subsidencia.	133
4.6.5. Cinemática cuaternaria de la FAP en la zona de Cañaveral	135
4.7. El Dúplex de Cabeza de Araya	135
4.8. La Cuenca Pull-Apart de la Ribera de Araya	137
4.8.1. La cartografía geológica 1:25.000	137
4.8.2. Relleno sedimentario	138
4.8.3. Análisis estructural	139
4.8.4. Los desplazamientos asociados a la cuenca de Ribera de Araya	141
4.9. Área de las Cuarcitas de la Sierra de San Pedro-Aliseda	141
4.9.1. La Cinemática De La FAP En Aliseda. El Desplazamiento Horizontal.	142
4.9.2. Estudio De Las Superficies De Erosión. El Desplazamiento Vertical De La FAP.	142
4.10. Área de la Ribera de Albarragena	144
4.10.1. La Cartografía Geológica 1:25.000	144
4.10.2. Relleno Sedimentario	145
4.10.3. Análisis Estructural.	148

4.10.4. Cinemática Cuaternaria De La FAP En La Zona De La Ribera De Albarragena.	149
4.11. Interpretación General de la Falla de Alentejo-Plasencia	149
4.11.1. Geometría De La Falla De Alentejo-Plasencia	150
4.11.1.1. <i>Características geométricas generales</i>	150
4.11.1.2. <i>La relación entre el dique y la falla. Clasificación de la FAP</i>	151
4.11.1.3. <i>Las estructuras asociadas a la FAP: cuencas pull-apart y estructuras de dúplex</i>	152
4.11.2. Cinemática y evolución en el Terciario	154
4.11.2.1. <i>Desplazamiento total de la FAP</i>	154
4.11.2.2. <i>Valor y edad del desplazamiento asociado a la formación de las cuencas pull-apart</i>	158
4.11.2.3. <i>Valor y edad del desplazamiento "resta"</i>	163
4.11.2.4. <i>Comparación con estudios en otros sectores de la FAP</i>	164
4.11.2.5. <i>Evolución tectónica de la FAP durante el Terciario</i>	166
4.11.3. La actividad cuaternaria de la falla de Alentejo-Plasencia	167
4.12. Caracterización Sismogenética De La Falla De Alentejo-Plasencia	170
4.12.1. Magnitud de los terremotos asociados a la FAP. Segmentación de la falla.	171
4.12.1.1. <i>Segmentación en el sector Sur de la FAP en territorio español</i>	171
4.12.1.2. <i>Segmentación en el sector Norte de la FAP en territorio español</i>	172
4.12.1.3. <i>Segmentación en el sector portugués de la FAP</i>	172
4.12.2. Recurrencia de los terremotos asociados a la FAP: la tasa de deformación cuaternaria de la falla.	174
<b>5.0 LA PELIGROSIDAD SÍSMICA DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA Y DEL CONJUNTO DEL MACIZO HESPERICO</b>	<b>235</b>
5.1. Introducción	235
5.2. Características de la Recurrencia de la Sismicidad: Datos de Fallas, Sismicidad y Geodésicos.	235
5.2.1. Las fallas del Macizo Hespérico	236
5.2.1.1. <i>Fallas en zonas de relieves elevados</i>	239
5.2.1.2. <i>Fallas en zonas de relieve plano</i>	240
5.2.2. La sismicidad de la Península Ibérica	241
5.2.2.1. <i>Homogeneidad del catálogo sísmico</i>	241
5.2.2.2. <i>Selección de los sismos principales: supresión de réplicas y premonitorios</i>	242
5.2.2.3. <i>Compleitud del catálogo</i>	242
5.2.3. Datos geodésicos de la Península Ibérica	243
5.3. Caracterización de Fuentes Fallas	243
5.3.1. Magnitud máxima: Modelos de segmentación de fallas.	243
5.3.2. Recurrencia de la magnitud máxima: Tasa de deslizamiento	244
5.4. Caracterización de las Fuentes Área	247
5.4.1. Fuentes área lejanas: áreas comunes a todos los modelos	249
5.4.2. Fuentes áreas cercanas: Modelos de fuentes área	251
5.4.2.1. <i>Modelo 1</i>	251
5.4.2.2. <i>Modelo 2</i>	252
5.4.2.3. <i>Modelo 3</i>	253
5.4.3. Compleitud del registro sísmico en cada zona	253
5.4.4. Magnitud máxima	253
5.4.5. Parámetros a y b de la relación de Gutenberg-Richter	254
5.5. Cálculos de las Curvas de Peligrosidad	255
5.5.1. Curvas de peligrosidad de una falla genérica del Macizo Hespérico	255
5.5.2. Curvas de peligrosidad sísmica en tres emplazamientos del Macizo Hespérico	256

5.5.3. Mapa de peligrosidad sísmica del Macizo Hespérico	256
5.6. Discusión de los Resultados de los Cálculos de Peligrosidad Sísmica	258
5.6.1. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad al modelo de segmentación para una falla genérica del MH: Magnitud máxima	258
5.6.2. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad a la tasa de deslizamiento para una falla genérica del MH: recurrencia de la magnitud máxima.	259
5.6.3. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad a los modelos de fuentes área en Plasencia, Coria y Valladolid: geometría de la fuente y Magnitud máxima	260
5.6.4. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad a los modelos de fuentes falla en Plasencia, Coria y Valladolid: modelo de segmentación y tasa de deslizamiento.	262
5.6.5. Análisis conjunto de la contribución a las curvas de peligrosidad de fuentes área y falla.	264
5.6.6. Comparación de los resultados con estudios previos.	265
5.6.7. Valores de tasas de deslizamiento de fallas en el Macizo Hespérico y su significado en el contexto tectónico actual.	265
<b>6.0. CONCLUSIONES Y ESTUDIOS FUTUROS</b>	<b>284</b>
6.1. Conclusiones	284
6.2. Estudios Futuros	287
<b>7.0. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS</b>	<b>290</b>
<b>APENDICES</b>	
1. Descripción de Sedimentos Terciarios y Cuaternarios Asociados a la Falla de Alentejo-Plasencia	308
2. Resultados de los estudios gravimétricos	315
3. Características Generales de las Fallas del Macizo Hespérico	320
4. Completitud del Catalogo Sísmico	326
5. Calculo de Los Valores "a" y "b" de las Uentes Area	330

## 1.0 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS DE LA TESIS

Desde el punto de vista sísmico, la zona interior de Australia se ha considerado una de las zonas más “estables” del planeta por su lejanía a los límites de placa tectónica australiana. Sin embargo, en el Northern Territory se produjeron los terremotos de Marryat Creek ( $M_s$  5,8 en marzo de 1986; Machette *et al*, 1993) y de Tennant Creek ( $M_s$  6,3, 6,4 y 6,7 en enero de 1988; Crone *et al*, 1992), en la zona denominada como Cratones Centrales. Ambos terremotos produjeron rotura superficial de 13 y 32 km de longitud, respectivamente, y un salto vertical medio en la superficie de 28,5 cm en Marryat Creek y de 50 a 80 cm en los terremotos de Tennant Creek. Estas dos localidades se encuentran a unos 3.000 km de distancia del límite de placa tectónica más cercana. La zona de Tennant Creek está, además, a tan sólo 30 km de distancia del *array* telesísmico de Warrunga, el cual solo había detectado unos pocos terremotos locales de pequeña magnitud desde 1965 y ninguno mayor a  $M$  5,0 en 500 km de radio (Bowman, 1988).

Otras zonas de baja sismicidad en las que han ocurrido terremotos grandes con rotura superficial son (Gupta, 1993; Rajendran *et al*, 2001): India (los terremotos de Kutch de  $M_s$  7,8 en 1819 y  $M_s$  7,6 en 2001 y el terremoto de  $M_s$  6,4 de Killari, Latur, en 1993); Canadá (el terremoto de  $M_s$  6,3 de Ungava en 1989) y China (el terremoto de  $M_s$  7,4 de Nanai en 1918). La ocurrencia de estos terremotos confirma la posibilidad de obtener información sobre terremotos prehistóricos mediante el estudio de sus roturas superficiales (fallas activas) en zonas supuestamente estables, de la misma forma que se ha realizado en las últimas tres décadas en zonas limítrofes de placa, como California, Nueva Zelanda y Japón, donde terremotos de este tipo han sido abundantes.

La zona centro-occidental española de sitúa, también, en una zona considerada tradicionalmente como estable desde el punto de vista tectónico. En esta área, la sismicidad actual es muy baja o prácticamente inexistente en algunas partes (Figura 1.1). Sin embargo, existen evidencias geológicas (fallas con deformación cuaternaria) de que se han producido terremotos grandes en la zona en épocas prehistóricas relativamente recientes.

### 1.1. LA PELIGROSIDAD SÍSMICA EN ÁREAS “ESTABLES”

En la zona centro-occidental de España no se ha producido ningún terremoto histórico importante, sin embargo, se han encontrado evidencias geológicas de actividad tectónica reciente. Algunas fallas muestran movimientos tectónicos en el Cuaternario como, por ejemplo: la falla de Ponsúl (Días y Cabral, 1989; 1991), la falla de Alentejo-Plasencia (Carrasco y Pedraza, 1991; Carrasco *et al*, 1991; Cabral, 1995) la falla de Las Portillas (Gracia Prieto *et al*, 1991). Fallas con actividad tectónica reciente se han encontrado, también, en otras zonas del planeta consideradas “estables”, en las que no ha ocurrido ningún terremoto en épocas históricas (falla de Meers en Oklahoma, EEUU (en Kerr, 1985); falla de Cheraw en el SE de Colorado, EEUU (Crone y Machette, 1995); la zona de falla de Saline River en el SE de Mississippi, EEUU (Cox *et al*, 2000)). La presencia de estas estructuras en zonas “estables” y sin registro histórico de grandes terremotos, indica que la ocurrencia de grandes terremotos destructivos en estas áreas no puede ser excluida.

La disparidad entre la sismicidad actual y la ocurrencia inesperada de grandes terremotos destructivos en zonas “estables” se debe al largo período de recurrencia de los terremotos en este tipo de región tectónica. Las fallas activas en estas zonas tienen, en general, períodos de recurrencia muy grandes. Por ejemplo, la rotura superficial del terremoto de Marryat Creek (Machette *et al*, 1993) y la falla de Meers (Crone y Luza, 1990) tienen períodos de recurrencia de más de 100.000 años. Otras fallas, como las de Tennant Creek (Crone *et al*, 1992) y Ungava (Adams *et al*, 1991), no muestran signos de terremotos anteriores, probablemente, en intervalos de tiempo incluso mayores a 100.000 años.

Los períodos de recurrencia de terremotos grandes (con rotura superficial) en zonas “estables” son, en general, mayores que el período histórico del registro sísmico. Por lo tanto, la información sobre la generación de terremotos en el área es incompleta si sólo se estudia el registro histórico. Por el momento, la única herramienta de la que se dispone para entender la ocurrencia de seísmos de tan largo período de recurrencia es el registro geológico, es decir, la caracterización de fallas, que representan el efecto acumulado de múltiples roturas superficiales.

En zonas de baja sismicidad, la escasez y, en casos, inexistencia de grandes terremotos en el registro histórico, ha causado una falta de conciencia histórica sobre su ocurrencia. Por esta razón, el diseño de estructuras de ingeniería no incorpora, en la mayoría de los casos, medidas sismorresistentes. De esta forma, la ocurrencia inesperada de estos seísmos suele tener consecuencias más catastróficas que en zonas de más alta sismicidad donde el diseño sismorresistente es parte de la practica tradicional de ingeniería.

En el área de baja sismicidad española, los únicos estudios de peligrosidad sísmica que han considerado períodos de recurrencia grandes para el terremoto de diseño, son realizados para instalaciones nucleares. No obstante, estos estudios, están basados sólo en el catálogo sísmico. Como se ha indicado anteriormente, el registro de terremotos históricos no es representativo del período de recurrencia de terremotos destructivos en zonas de sismicidad moderada y baja. Es importante destacar, además, que existen otras edificaciones en la zona para las que sería interesante investigar los períodos de recurrencia de grandes terremotos como, por ejemplo, los edificios de Patrimonio Nacional.

En este estudio se propone que la recurrencia de grandes terremotos destructivos en la zona centro-occidental española, sea estudiada mediante la caracterización de fallas activas, y no sólo con el registro sísmico histórico e instrumental. El registro sísmico histórico en esta área está incompleto para seísmos de recurrencia mayor a los 1000 años y, probablemente, mayor a los 600 años. La única forma de extender el registro de grandes seísmos a períodos de tiempo suficientemente grandes, es a través de estudios geológicos de fallas activas. De esta forma, los estudios de peligrosidad sísmica para instalaciones de alta seguridad podrán disponer de mejor datos para el cálculo.

## **1.2. OBJETIVOS DE LA TESIS**

Esta tesis tiene dos objetivos principales. Por un lado, se intenta estudiar la cinemática y potencial sísmico de una falla importante de la zona centro-occidental de la Península Ibérica que sea posiblemente activa. Por otro lado, mediante la caracterización sismogenética de esta estructura y de otras circundantes, se pretende estudiar la

influencia de los parámetros sísmicos de fallas en las estimaciones de peligrosidad sísmica de esta zona.

La estructura tectónica que se ha seleccionado es la falla de Alentejo-Plasencia (Figura 1.1). La falla de Alentejo-Plasencia (FAP) es el accidente tectónico más largo de la Península Ibérica con unos 500 km de longitud en tierra y una posible extensión de 100 km más en el mar (Cabral, 1995). La FAP está asociada al dique de Alentejo-Plasencia, DAP (dique básico de Plasencia; Schemerhorn *et al*, 1978). El sistema falla-dique se ha descrito como una estructura tardihercínica reactivada en el mesozoico (edad del dique), y en las compresiones alpinas, controlando parte del borde la cuenca de Sado (Pimentel y Azevedo, 1994). La traza de la falla está formada por varios segmentos que forman relevos y, localmente, determinan áreas deprimidas donde hay depósitos continentales terciarios, concretamente del Aragoniense (Hernández-Pacheco y Crusafont, 1960). El sector SW, en Portugal, lleva asociada actividad sísmica, lo que se ha interpretado como signo de reactivación tectónica (González Vallejo *et al*, 1997). El extremo NE no registra dicha actividad. Sin embargo, en la zona del Valle del Jerte, Carrasco y Pedraza (1991) y Carrasco *et al* (1991) han encontrado evidencias de actividad neotectónica.

La FAP es un ejemplo de una falla posiblemente activa de período de recurrencia muy grande en la zona centro-occidental española. Su caracterización cinemática y sísmica es importante para conocer tanto la expresión geológica y geomorfológica de la tectónica reciente en esta zona, como para determinar los valores de los parámetros sísmicos (magnitud y recurrencia entre otros) típicos de fallas de esta zona. Un estudio detallado ayudará, también, a entender la incertidumbre de los datos geológicos que se utilizan en los cálculos de peligrosidad sísmica.

Objetivos secundarios del estudio de la FAP parten de la necesidad de estudiar la historia tectónica completa de la falla. Esta necesidad surge de la escasez de materiales cuaternarios en el Macizo Ibérico y de la incertidumbre en la edad del paisaje deformado por la falla. Por tanto, es necesario remontarse en el tiempo para discernir qué aspectos geológicos y geomorfológicos de la falla son anteriores al régimen tectónico actual y cuáles son consecuencia de movimientos recientes.

Como consecuencia de la necesidad de estudiar la historia tectónica-completa de la falla se han establecido varios objetivos parciales:

- Estudiar la cinemática de la falla en el contexto de la orogenia alpina.
- Analizar las estructuras geométricas de desgarre que se formaron en el período alpino y estudiar su posible actividad en el presente.
- Cuantificar el movimiento total de la falla de cada etapa de su historia tectónica.

Finalmente, con los datos obtenidos, se evalúa y cuantifica el potencial sísmico de la falla en el presente.

El segundo objetivo principal de esta tesis es evaluar la influencia de parámetros geológicos en los estudios de peligrosidad sísmica del área centro-occidental de la Península Ibérica. Para ello, se ha realizado una caracterización sísmica de la FAP (mediante el estudio cinemático de la falla -primer objetivo principal-) y de otras estructuras potencialmente activas del Macizo Hespérico (como resultado de una recopilación bibliográfica de datos geológicos). Con los datos de fallas y datos del

catálogo de terremotos se han "modelizado" fuentes sísmicas con las que se han realizado cálculos de peligrosidad para distintos emplazamientos en el área.

La caracterización sismogenética de una falla supone definir y cuantificar aquellos parámetros geológicos que indican su actividad sísmica. Estos parámetros son: la localización geográfica de la falla (cartografía), la geometría (longitud total, anchura y buzamiento de la falla), la segmentación (longitud de una rotura individual), la tasa de deslizamiento de la falla (tasas de acumulación de deformación), la magnitud y recurrencia de terremotos en la falla.

En concreto, en este estudio se ha investigado:

- La influencia de la modelización de fallas activas (fuente sismogenética lineal o tipo "falla") en el cálculo probabilístico de peligrosidad.
- La influencia de la incertidumbre de los valores de los parámetros de falla en el cálculo de peligrosidad.
- La contribución a la peligrosidad sísmica de modelos áreas fuentes sismogenética tipo "área" (basadas sólo en el catálogo sísmico) en comparación con la de fuentes "falla".

La evaluación de los períodos de recurrencia de grandes terremotos (asociados a fallas con expresión superficial) y la distancia falla-emplazamiento en los que las fallas del Macizo Hespérico influyen significativamente en los cálculos de peligrosidad.

Para evaluar la incidencia de estos parámetros se ha realizado un estudio de la peligrosidad sísmica en tres emplazamientos localizados a diferentes distancias de fallas activas (Coria, Plasencia y Valladolid; Figura 1.1).

### **1.3. ESTRUCTURA DEL ESTUDIO**

Esta memoria se compone de dos estudios, que corresponden con los dos objetivos principales descritos anteriormente. Con anterioridad a la exposición detallada de cada estudio, se ha llevado a cabo una descripción de los métodos que se utilizarán en cada parte. El método se muestra en el capítulo 2. En el capítulo 3 se presenta una recopilación bibliográfica detallada del conocimiento geológico sobre la FAP y otros aspectos que ayudarán a estudiar la cinemática y potencial sísmico de la falla.

El núcleo principal de estos dos estudios se expone en los capítulos 4 y 5. En el capítulo 4, los apartados del 4.1. al 4.11. recogen los datos geológicos y las técnicas de estudio que servirán para establecer la cinemática reciente de la FAP. La interpretación y discusión de los resultados se muestran en los apartados 4.12. y 4.13. El capítulo 5 muestra el estudio de peligrosidad sísmica de la región de baja sismicidad de la Península Ibérica. Los apartados del 5.1. al 5.5. comprenden la caracterización de fuentes sismogenéticas y cálculos de curvas de peligrosidad sísmica. La interpretación y discusión de los resultados de la peligrosidad sísmica se presentan en el apartado 5.6.

Finalmente, el capítulo 6 muestra las conclusiones y recomendaciones de esta tesis. El apartado 6.1. integra las conclusiones tanto del estudio de la cinemática de la FAP como de las estimaciones de la peligrosidad sísmica. El apartado 6.2. presenta propuestas de investigación para mejorar y avanzar en el conocimiento de la tectónica reciente de la falla y de las estimaciones de peligrosidad de zonas con tasas de sismicidad bajas.



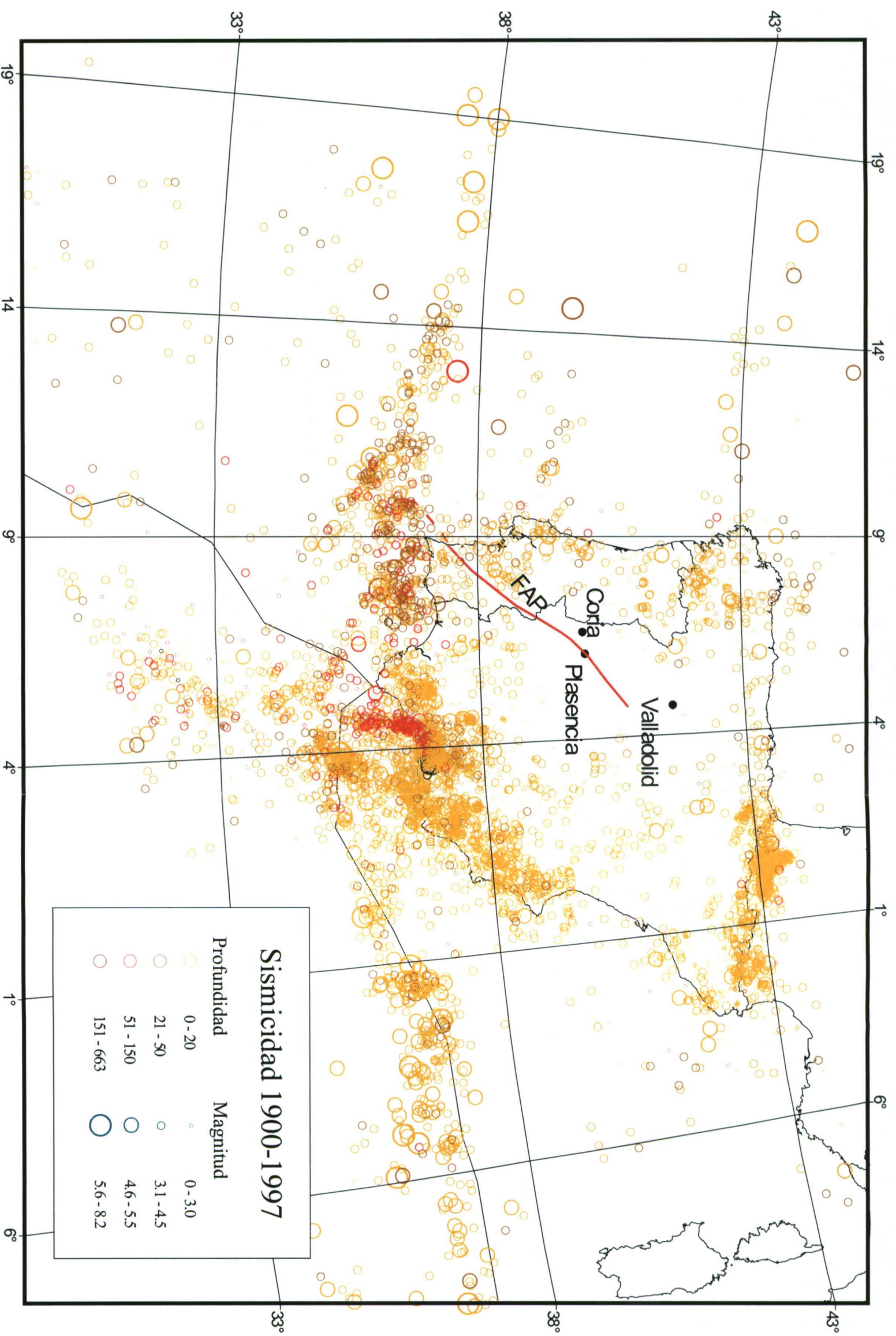


Figura 1.1 Distribución espacial de los terremots del área Ibero-Magrebí (1900-1997). FAP: Falla de Alentejo-Plasencia.



## 2.0 MÉTODOS

El método de trabajo seguido en esta tesis se ha estructurado alrededor de los dos aspectos que constituyen el objetivo:

- Método del estudio cinemático de falla de Alentejo-Plasencia.
- Método del estudio de peligrosidad sísmica del sector occidental del Macizo Ibérico.

### 2.1. MÉTODOS DEL ESTUDIO CINEMÁTICO DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA

El estudio geológico de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) tiene como objetivos principales:

- La determinación del tipo de deslizamientos, o régimen tectónico de la actividad de la falla.
- La cuantificación de los desplazamientos de falla.
- La datación de los desplazamientos.
- La evolución tectónica temporal de la falla.

Los métodos aplicados comprenden distintos aspectos. En primer lugar se ha realizado una recopilación bibliográfica de la información existente sobre aspectos de interés para este estudio. A continuación, se ha realizado una síntesis cartográfica, escala 1:250.000 de la parte española de la FAP, basada en información publicada e imágenes de satélite. Esta síntesis ha servido para identificar áreas más pequeñas en las que se han podido realizar estudios de detalle de los que se ha podido extraer la información necesaria para estudiar la cinemática de la FAP.

Los estudios de detalle de la falla se han realizado solamente en zonas concretas y de gran interés del sector de la falla al sur de la ciudad de Plasencia y al norte de la frontera con Portugal. Se seleccionaron estos sectores en función de sus características especiales que proporcionan información detallada sobre la cinemática de la FAP. Se han seleccionado, por tanto, zonas con presencia de:

- Inflexiones, o escalones en la traza de la falla, en las que se puedan generar estructuras típicas de *pull-apart*, *push-up* o *duplexes*, cuya geometría y contenido sedimentario contribuya al conocimiento de la cantidad y edad de los movimientos de la falla.
- Contactos litológicos de materiales de basamento que están desplazados por la falla. Estos contactos son puntos de referencia (*piercing points*) para la estimación de la cuantía de desplazamiento de la falla en distintas épocas.
- Sedimentos terciarios y/o cuaternarios asociados a la falla, que proporcionaran la cuantía y tipo de desplazamientos de la falla en épocas más recientes y la datación de estos movimientos. Es importante resolver si los sedimentos terciarios han sido generados por el movimiento de las fallas que los delimitan (cuenca sedimentaria), o si pertenecen a una cuenca sedimentaria de mayor extensión y han sido preservados gracias al movimiento de estas fallas (en este último caso sólo tendríamos un *graben* tectónico).
- Superficies de erosión bien definidas sobre las que se puede cuantificar su dislocación vertical por la falla, o que sirvan para establecer correlaciones con otras superficies desplazadas por la falla.

La selección del sector sur de la falla se debe a que presenta más elementos de los enumerados anteriormente. Un estudio en detalle de toda la FAP escapa del alcance de este trabajo.

En el estudio de detalle de estas zonas se han llevado a cabo:

- Cartografía geológica a escala 1:25.000 basada en análisis de sensores remotos, modelos digitales del terreno y revisión de foto aérea.
- Estudios de relleno sedimentario.
- Estudios de análisis estructural.
- Campañas gravimétricas.
- Estudios de la relación entre las superficies de erosión y la FAP.

No todos estos estudios han podido llevarse a cabo en cada una de las zonas estudiadas; sólo se han aplicado aquellos que se dirigen a los objetivos concretos del estudio de la zona en particular.

Se han realizado, por tanto, cartografía geológica, estudios de relleno sedimentario y análisis estructurales de las Cuencas de Plasencia (apartado 4.3.), Cañaveral (apartado 4.7.), Ribera de Araya (apartado 4.9.) y Albarragena (apartado 4.11.), donde se han reconocido cuencas de tipo de *pull-apart* y en el área de Cabeza de Araya (apartado 4.8.) donde se estudia una posible estructura de *push-up*. Las áreas donde se han reconocido superficies de erosión desplazadas por la falla son la cuenca de Talaván (apartado 4.6.), área del Puerto de los Castaños (apartado 4.6.) y área de las Cuarcitas de Aliseda (apartado 4.10.). Finalmente, se han realizado estudios gravimétricos en las Cuencas de Plasencia (apartado 4.3.), Cañaveral (apartado 4.7.), Moro (apartado 4.4.) y Coria (apartado 4.5.).

### **2.1.1. Antecedentes bibliográficos**

La recopilación bibliográfica de este estudio se ha realizado con distintos objetivos. Tres aspectos han requerido la recopilación detallada de su literatura:

- Información sobre estructuras de desgarre como la FAP.
- Conocimiento sobre sedimentos y superficies de erosión terciarios y cuaternarios de la región de la FAP.
- Antecedentes geológicos de la FAP.

La recopilación de la teoría básica sobre las fallas de desgarre se ha realizado con intención de clarificar la geometría y cinemática de la FAP y clasificar la falla. En esta recopilación se recogen las estructuras principales que se generan en las estructuras de desgarre, su evolución y cinemática. Estos aspectos ayudarán a caracterizar la cinemática de la FAP y su comportamiento como fuente sísmica.

Finalmente se han resumido estudios previos sobre antecedentes geológicos. La recopilación de esta información se centra en el conocimiento de la evolución tectónica de la FAP, la cantidad y tipo de movimiento que ha tenido lugar durante distintas etapas tectónicas en la región y su posible relación con la geomorfología y sedimentación terciaria y cuaternaria.

### 2.1.2. Síntesis cartográfica a escala 1:250.000

La cartografía de síntesis se ha realizado para analizar el contexto geológico de la falla y su geometría general, así como para identificar sectores de la falla que permitan cuantificar los movimientos tectónicos y su edad. Para realizar la cartografía de síntesis se ha recopilado la información geológica existente en mapas publicados, completándose y actualizándose con técnicas de sensores remotos, y análisis de modelos digitales del terreno.

Los mapas geológicos recopilados y sintetizados se han tomado de la Serie Magna 1:50.000: Hoja 529 ("Santamaría del Berrocal", ITGE en prep. a), Hoja 530 ("Vadillo de la Sierra", ITGE en prep.b), Hoja 575 ("Hervás"; Ugidos Meana *et al*, 1988), Hoja 577 ("Bohoyo"; Odriozola *et al*, 1981), Hoja 596 ("Moraleja"; Ugidos Meana *et al*, 1987b), Hoja 597 ("Montehermoso", Bascones Alvira *et al*, 1987a), Hoja 598 ("Plasencia"; Ugidos Meana *et al*, 1987a), Hoja 621 ("Coria"; Bascones Alvira *et al*, 1987a), Hoja 622 ("Torrejuncillo"; Bascones Alvira y Martín-Herrero, 1987a), Hoja 623 ("Malpartida de Plasencia"; Martín Herrero *et al*, 1987a), Hoja 649 ("Garrovillas"; Bascones Alvira *et al*, 1984), Hoja 650 ("Cañaveral"; Martín Herrero *et al*, 1987b), Hoja 652 ("Serradilla"; Bascones Alvira y Martín-Herrero, 1987b ), Hoja 652 ("Jaraicejo"; Monteserín López y Pérez Rojas, 1987), Hoja 677 ("Brozas"; Martín Herrero *et al*, 1984), Hoja 703 ("Arroyo de la Luz"; Bascones Alvira *et al*, 1980), Hoja 727 ("Albuquerque", Santos García y Casas Ruiz, 1982), Hoja 728 ("Puebla de Obando"; ITGE, en prep.c), Hoja 750 ("Botoa", ITGE en prep.d). También se ha utilizado el Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000 (Pérez-González *et al*, 1989). Con esta información se ha creado una base cartográfica que se mejoró después con la utilización de técnicas de sensores remotos y análisis digitales del terreno.

El estudio de imágenes de satélite ha resultado esencial para detectar e interpretar las inflexiones de la traza de la falla y las estructuras que resultan, especialmente las cuencas *pull-apart*. Sin ellas, no se hubiera podido comprender la geometría y significado de la FAP. Para llevar a cabo el estudio de sensores remotos se han utilizado:

- Imágenes de satélite Landsat TM de 1984 a partir de los datos digitales en todas las bandas de este sensor excepto la banda 6 (térmico). Los datos digitales se han estudiado mediante el paquete ERDAS IMAGE V.8.2, visualizándose la imagen sobre un monitor Mitsubitsi. Se han analizado las diversas combinaciones de bandas buscando las que manifiestan mejor las litologías y su geometría.
- Ortoimágenes de satélite comercializadas en forma analógica a escala 1:100.000 por el Instituto Geográfico Nacional.

El modelo digital del terreno (MDT) utilizado es un modelo de elevación del terreno (MDE) de tipo raster. Los MDT son representaciones digitales de valores de un parámetro del terreno determinado (en el caso del MDE, este parámetro es la elevación del terreno) asignados a una posición geográfica (Sánchez-Serrano, 2000). El parámetro es siempre una variable continua y, en el caso de los modelos raster, las elevaciones del terreno se representan mediante una matriz de puntos, denominados píxeles o celdas (Sánchez-Serrano, 2000). El MDT general de todo el área de estudio aquí utilizado fue generado por la empresa INFOCARTO mediante la digitalización del mapa topográfico de España 1:100.000. La red de puntos equidistantes se generó por el método de Kriging

y se representa con un píxel de 300 m. Se ha utilizado la imagen básica con distinción de distintos niveles topográficos por colores y, también, se han aplicado efectos de visualización del relieve, como relieves sombreados e iluminados con distintos ángulos. El estudio del MDT regional ha sido enfocado a la localización de zonas de elevación y hundimientos asociados a la traza de la FAP.

El modelo digital del terreno ha servido de base para establecer cartografía estructural del conjunto de la FAP y para la interpretación de zonas de especial interés, tales como cuencas *pull-apart* y zonas con superficies de erosión claras que se pueden extrapolar a áreas donde son conocidas.

### **2.1.3. Cartografía geológica a escala 1:25.000**

La cartografía geológica a escala 1:25.000 se ha basado en:

- Mapas geológicos publicados (véase apartado 2.1.2.).
- Análisis de imágenes de satélite.
- Modelos topográficos del terreno.
- Análisis de fotos aéreas.
- Campañas de campo.

Los estudios de detalle de imágenes de satélite se han realizado con el mismo equipo informático que los estudios a escala 1:250.000. Se han recortado áreas específicas de la imagen de satélite general a la que se ha referido en el apartado 2.1.2. y se han tratado estas imágenes de forma más detallada. El tratamiento de las imágenes se ha realizado como soporte para una posterior cartografía geológica y estructural.

Para el tratamiento de imágenes se han seguido dos estudios fundamentales de sensores remotos del área: el de Rianza (1994) y el de Antón Pacheco (1989), cuyo objetivo principal es la cartográfica litológica, también estructural, en el caso del primer autor. Estos estudios se basan en la distinta reflectancia espectral de las rocas para discriminar distintas litologías. Como indica Rianza (1994);

“La reflectancia espectral de minerales y rocas es resultado de distintas propiedades físicas y químicas características en distintos intervalos de longitudes de onda del espectro de energía electromagnética. La estructura cristalina define la existencia de niveles de energía en los iones que la forman. Estos niveles producen absorciones de energía electromagnética en longitudes de onda definidas.”

La misma autora afirma que en las longitudes de onda del espectro visible inferiores a 1  $\mu\text{m}$  son los elementos de transición los que producen absorción de la energía, mientras que en períodos de onda menores a 0,4  $\mu\text{m}$  son los intercambios electrónicos entre cationes cercanos los causantes de la absorción por transferencia de cargas. El hierro es el elemento de transición más abundante en la corteza. Los estudios de imágenes de estos dos autores consisten en un tratamiento que va desde una simple combinación de distintas bandas hasta el tratamiento matemático de las mismas, como divisiones entre bandas, análisis de componentes principales, clasificación de bandas, etc.

En el presente estudio se ha realizado solamente un tratamiento simple de las imágenes para identificar zonas que deberán ser estudiadas en detalle durante la cartografía de campo. Así, se han seleccionado combinaciones de bandas que resaltan aspectos interesantes de la geología y que están relacionadas con la absorción de energía

específica causada por elementos característicos de determinadas formaciones geológicas. En concreto se buscan formaciones litológicas antiguas desplazadas por la falla para, de este modo, cuantificar el desplazamiento total.

Riaza (1994) estudia imágenes (reflectancia de la imagen de satélite) y muestras de campo (reflectancia de muestra de mano en laboratorio) de las regiones del complejo intrusivo de Burguillos del Cerro (Badajoz) en Zona de Ossa-Morena del Macizo Hespérico (apartado 3.3.2.), y del complejo esquisto grauváquico entre Valencia de Alcántara (Cáceres) y Puebla de Obando (Badajoz) en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico (apartado 3.3.2.). Desde el punto de vista de cartografía estructural, este estudio muestra que las bandas 3 y 7 del TM producen una buena expresión de la topografía y, por tanto, de alineaciones estructurales. Además, la reflectancia de las rocas afectadas intensamente por metamorfismo de contacto es distinta a la de las adyacentes y, por tanto, se pueden distinguir claramente los granitos de su aureola de metamorfismo de contacto. También se pueden distinguir granitoides ácidos de los básicos. Según ello, Riaza (1994) propone una serie de combinaciones de bandas y de cocientes de bandas que resaltan estas características, tanto litológicas como estructurales.

En este estudio se pretende utilizar el análisis de imágenes LANDSAT TM para:

- Distinguir el contacto entre formaciones hercínicas, como granitos y pizarras, o formaciones concretas, como el dique de Alentejo-Plasencia (DAP).
- Definir las principales alineaciones estructurales.
- Ver si los contactos litológicos y otras formaciones geológicas están desplazadas por la FAP.

Se han seleccionado las siguientes combinaciones de bandas presentadas por Riaza (1994) y Antón-Pacheco (1989) (A es azul, R es rojo y V es verde; el número que sigue es la banda TM visualizada en el color correspondiente):

- Combinaciones en falso color. Por las características del histograma, las combinaciones de bandas que dan mejores resultados son:
  - A:3-R:5-V:7 (Riaza, 1994), que resalta las diferencias litológicas,
  - A:4-R:3-V:5 (Riaza, 1994), en la que el uso del suelo se difumina más y aparecen colores magenta alrededor y por dentro del contacto del granito y azules por fuera,
  - A:5-R:3-V:7 (Riaza, 1994), que presenta colores anaranjados, blancos y amarillos en zonas circundantes al granito,
  - A:5-R:7-V:4 (Riaza, 1994), que presenta colores amarillos alrededor del contacto del granito,
  - A:3-R:5-V:2 (Riaza, 1994), en la que las parcelas bien aradas se presentan en azul dentro del granito y su intensidad disminuye al alejarse del contacto,
  - A:5-R:3-V:2 (Riaza, 1994), que presenta colores magenta alrededor del contacto granito-aureola de metamorfismo,
  - A:7-R:4-V:5 (Antón-Pacheco, 1989), que presenta azules claros en el granito fresco
- Combinaciones de cocientes de bandas: la técnica de cocientes de bandas está enfocada a exagerar diferencias sutiles entre dos series de datos distintos (Riaza, 1994). Esta autora indica que los cocientes de bandas 5/7, 4/7, 2/4 y 4/1 distinguen bien las rocas ácidas de las máficas; los cocientes 5/3 y 5/1

individualizan las rocas básicas; el cociente  $4/3$  minimiza la influencia de la vegetación; y los cocientes  $5/4$  y  $3/1$  destacan la abundancia en la alteración de los elementos ferruginosos. Las combinaciones de cocientes de bandas que se han seleccionado del trabajo de esta autora son:

- $A:5/4-R:3/1-V:3/7$ , que disminuye la influencia de la vegetación,
- $A:4/7-R:3/7-V:5/3$ , en la que el cociente  $3/7$  presenta valores altos en la proximidad al granito,
- $A:2/7-R:4/7-V:5/3$ , en la que el cociente  $2/7$  presenta valores inversamente proporcionales a la distancia al granito,
- $A:3/7-R:2/7-V:5/3$ , en la que el cociente  $3/7$  presenta valores bajos en la proximidad del granito,
- $A:4/3-R:5/7-V:5/4$ , en la que el descenso de la intensidad del metamorfismo térmico está representado por el paso de naranjas a amarillos.

Tras el análisis de imágenes de satélite, se analizaron modelos digitales de elevación topográfica (MDE) y mapas topográficos para entender la relación entre la estructura tectónica y la morfología del terreno. La influencia de la estructura tectónica en la configuración topográfica puede tener dos vertientes muy distintas:

- Una influencia pasiva en la que la competencia de distintas formaciones geológicas es la que da lugar a diferentes relieves, mayores en rocas más duras o competentes y menores en las más erosionables.
- Una influencia activa en la que el movimiento actual o reciente de una estructura tectónica produce diferentes relieves, debido a subsidencia y elevación relativa de bloques. En este estudio, la definición de los dos tipos de relieve mediante MDEs es importante.

Con respecto al relieve “pasivo”, la importancia para este estudio reside en que se ha usado el desplazamiento horizontal relativo de crestas topográficas definidas por ejes de pliegue de cuarcitas ordovícicas para estimar cálculos de desplazamiento total de la falla. Se realizaron, también, perfiles topográficos para estudiar desplazamientos verticales de estas crestas que representan la superficie de erosión más antigua de la zona así como de las superficies de erosión de edad conocida (apartados 2.3.5. y 3.3.2.). Por último se analiza la influencia activa de la estructura geológica en la topografía como signo de actividad tectónica reciente.

Los MDE se han generado para algunas de las zonas de este estudio cuando las características del paisaje que se pretenden estudiar no son apreciables en las escalas de los MDE publicados. Para áreas algo mayores de estudio se han utilizado MDE publicados (SGE, 1997). Los MDE generados se han construido siguiendo un método semejante al utilizado por Sánchez Serrano (2000).

Para la construcción de los MDE se han digitalizando los contornos topográficos de mapas 1:50.000 de la serie L del Servicio Cartográfico del Ejército (coordenadas UTM, Elipsoide de Hayford, del huso 29 norte) como puntos a los que se les asigna su valor de elevación topográfica. Se digitalizaron, también, vértices geodésicos y puntos de altura conocida. Se obtiene, así, una malla irregular de puntos con una densidad media de 15 puntos por  $\text{km}^2$ . Para ajustar los puntos a una red regular se utilizó la técnica de Krigging (véanse Sánchez Serrano (2000) y Bosque Sendra (1992) para una explicación detallada del método). La técnica de Krigging interpola el punto de cálculo

mediante un análisis matemático en el que los puntos de muestra se ajustan a una función matemática que depende de la distancia de la muestra al punto calculado en las distintas direcciones del espacio. Este ajuste de la función matemática es, en nuestro caso, de tipo lineal. Es el método más usado para la construcción de MDE, pues resulta muy adecuado para variables de este tipo y, además, es un método de interpolación exacto (conserva el punto original cuando éste coincide geográficamente con el calculado). En nuestro caso se ha utilizado un salto de malla de 50 m, un radio de búsqueda de 4.000 m y un número máximo y mínimo de puntos muestrales de 24 y 5, respectivamente.

Para la cartografía a escala local se ha utilizado la foto aérea convencional en una banda de unos 20 km de ancho a lo largo de la traza. La escala de esta foto, datada en el año 1984, es de 1:30.000. En las zonas cubiertas por el embalse de Alcántara se ha utilizado una foto aérea más antigua, del vuelo B a escala 1:33.000, de 1956. En la cuenca de Plasencia y la Ribera de Albarragena se han usado, además, fotos a escala 1:20.000, del año 1989. Esta foto aérea ha resultado imprescindible para estudiar la geometría de detalle, en concreto las inflexiones de la FAP.

En una primera fase, después de realizar el estudio de gabinete regional de la falla y de detalle de las distintas zonas, se realizaron reconocimientos generales de comprobación de los resultados del análisis de las imágenes y fotos aéreas. Estos reconocimientos definieron qué zonas están sujetas, dentro de los objetivos del presente estudio, a una cartografía más detallada y qué zonas requieren observaciones de campo adicionales, pero sin necesidad de realizar una cartografía detallada.

En una fase posterior de estudios de detalle se han realizado campañas de cartografía a escala 1:25.000 concentradas en las áreas con geometrías importantes (desplazamientos de determinadas referencias cronológicas) y con formaciones sedimentarias que pudieran proporcionar datos de interés tectónico. Estas zonas son, principalmente: las cuencas *pull-apart* (apartado 3.2.) de Plasencia, Cañaveral, Ribera de Araya y Albarragena. En otras áreas se han realizado solamente visitas de campo para estudiar aspectos de tectónica de áreas circundantes a la FAP.

La base topográfica ha sido el mapa 1:25.000 del IGN en la parte norte de la cuenca de Plasencia, pero en el resto se ha utilizado una ampliación del mapa 1:50.000 del Servicio Cartográfico del Ejército (no existen mapas publicados a escala 1:25.000).

#### **2.1.4. Perfiles topográficos, superficies de erosión y relleno sedimentario**

Para estimar los desplazamientos verticales totales de la falla se han analizado perfiles topográficos que muestran desplazamientos de superficies de erosión de edad conocida. Se han obtenido estos perfiles de mapas topográficos (escala 1:50.000 serie L del Servicio Cartográfico del Ejército) y modelos digitales de elevación (MDE) del terreno publicados (SGE, 1997) o MDE generados en este estudio para zonas específicas. Sobre estos perfiles se han distinguido las superficies correspondientes y se han correlacionado con superficies conocidas.

La correlación con superficies de erosión conocidas se ha realizado mediante estudios de propiedades de mantos de alteración y sedimentos sobre las superficies, que son los elementos que, en general, se han utilizado para datarlas. Se han descrito y recogido muestras de sedimentos y mantos de alteración, de los que se ha estudiado la

fracción arcillosa para realizar comparaciones con otros estudios de áreas semejantes en el macizo Hespérico y, así, poder asignarles edad. Los estudios de sedimentos han servido también para establecer edades relativas entre los distintos depósitos asociados a la falla y sedimentos en cuencas sedimentarias del Macizo Hespérico. Los estudios de la fracción arcillosa han sido realizados en colaboración con Tsige y los resultados parciales se han presentado en la publicación Tsige *et al* (1997), y otros están en preparación (Tsige com. pers.). El apartado 3.3.5. presenta la recopilación bibliográfica de los estudios superficies de erosión y, por tanto, los criterios que se han seguido en este estudio para correlacionar superficies y sedimentos.

### 2.1.5. Análisis estructural

En el análisis de la cinemática de la FAP y sus estructuras asociadas se han utilizado técnicas básicas de análisis estructural geológico, tales como:

- Restauración de geometrías en planta y sección al estado anterior a la deformación.
- Análisis en afloramientos de las geometrías de falla y deformación de sedimentos asociados a las mismas y comparación con modelos teóricos.
- Medida de planos de fracturación, fallas y estrías en las cercanías de la FAP.
- Análisis de las poblaciones de fractura y fallas.

Las geometrías que se han restaurado corresponden a referencias geológicas desplazadas por la falla. Así, por ejemplo, se han analizado la cuantía y el tipo de desplazamiento del DAP, contactos litológicos de granitos y pizarras del basamento y sinclinales de cuarcitas silúricas. Se han tomado datos de campo de dirección, buzamiento y estrías en las fallas que constituyen la FAP y sus estructuras asociadas, así como datos de la orientación de la estratificación en los sedimentos terciarios. Se han realizado representaciones estereográficas de la orientación de estas estructuras y diagramas de rosas para estudiar la distribución de sus direcciones. Con los datos de fallas en los que se han podido medir estrías se ha realizado un análisis poblacional.

Los métodos de análisis poblacional de fallas aplicados a este estudio tienen como objetivo deducir el tensor de esfuerzos que ha generado la deformación que se mide en campo. En este estudio se han utilizado tres métodos: el método de los diedros rectos (Pegoraro, 1972 en Angelier y Mechler, 1977), el método del modelo de deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988), y el método de inversión de esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al*, 1992). El método de los diedros rectos es un método gráfico, mientras que el modelo de deslizamiento y el método inversión de esfuerzos son métodos numéricos. Giner (1996) y CSN (1999) explican estos métodos con detalle. A continuación se expone un resumen de los métodos basado en este trabajo. El análisis poblacional de fallas se hizo en colaboración con Giner, y los resultados se usaron en el estudio de tensores de esfuerzos de la Península Ibérica (CSN, 1999).

La determinación de los esfuerzos a partir de estrías de falla parte de varias asunciones importantes (Ramsay y Lisle, 2000):

- El deslizamiento de la falla tiene la misma dirección que la componente de cizalla máxima sobre el plano de falla.
- Las estimaciones del tensor de esfuerzos se calculan sobre una muestra de fallas con estrías, y, por tanto, se asume que todas se han movido bajo el mismo estado



de esfuerzos, es decir, el estado de esfuerzos se supone homogéneo en el volumen de roca.

- El movimiento de fallas es independiente, es decir, el movimiento de una falla no influye sobre la dirección de movimiento de otra.

La segunda asunción implica que el volumen de roca del que se extraen los datos de fallas debe ser homogéneo para obtener resultados apropiados. Por estos motivos, la interpretación de los resultados de estos métodos en unas áreas cercanas a la FAP debe tener en cuenta la gran anisotropía que la falla impone al volumen de roca.

El método de los diedros rectos proporciona la orientación aproximada de los ejes de esfuerzos principales en una representación gráfica. La representación gráfica consiste en construir un diedro recto, es decir, una intersección entre el plano de la falla y un plano ortogonal, que es el plano normal a la estría. Este diedro define dos pares de cuadrantes. Cada par representa todas las posiciones posibles de los ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo, en definitiva delimitan áreas de compresión y extensión respectivamente.

El principio del método de los diedros rectos es que el eje de  $\sigma_1$  (eje de esfuerzo máximo) se localiza en el cuadrante compresional y el  $\sigma_3$  (eje de esfuerzo mínimo) se sitúa en el extensional (Angelier y Mechler, 1977). En la proyección estereográfica se pueden superponer las zonas de compresión y distensión de los distintos planos de las fallas analizadas para obtener áreas con probabilidades altas de contener los ejes mencionados. Para aplicar este método se ha utilizado el algoritmo de Angelier y Mechler (1977) y programa de ordenador RDTM.BAS de Ramsay y Lisle (2000).

Este método obtiene resultados óptimos cuando las direcciones de planos y cabeceos de estrías son variadas (CSN, 1999). Es un método rápido y gráfico, pero no proporciona la firma de elipsoide de esfuerzos y, en ocasiones, puede producir figuras de interferencia confusas, como demuestran De Vicente *et al* (1992).

Los métodos del modelo de deslizamiento y de inversión de esfuerzo se basan en el criterio de fracturación de Navier-Coulumb, que Anderson (1951) utilizó por primera vez para establecer la relación entre el estado de esfuerzos y la fracturación de rocas. Bott (1959) establece una relación entre la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano existente y que ha sido utilizada por estudios posteriores de inversión de esfuerzos:

$$\text{TAN}(\theta) = \frac{n}{lm} (m^2 - (1 - n^2) R') \quad (1)$$

donde  $\theta$  es el cabeceo de la estría sobre el plano de falla;  $l$ ,  $m$ ,  $n$  son los cosenos directores del plano de falla en el sistema de referencia de los ejes principales de esfuerzo;  $\sigma_z$  es el esfuerzo principal vertical;  $\sigma_y$  es el esfuerzo principal horizontal máximo;  $\sigma_x$  es el esfuerzo principal horizontal mínimo; y  $R'$  es la razón de esfuerzos (*stress ratio* o factor de forma) que proporciona la forma del elipsoide de esfuerzos y viene definida por:

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \quad (2)$$

Según sea el valor de  $R'$ , se dan en siete tipos de regímenes de esfuerzos: compresión radial ( $R' \rightarrow -\infty$ ), compresión triaxial ( $R' < 0$ ), compresión uniaxial ( $R' = 0$ ), desgarre

( $0 < R' < 1$ ), extensión uniaxial ( $R' = 1$ ), extensión triaxial ( $R' > 1$ ) y extensión radial ( $R' \rightarrow +\infty$ ).

El “modelo de deslizamiento” (Reches, 1983; De Vicente, 1988) relaciona matemáticamente la forma del elipsoide de deformación ( $K' = e_y/e_x$ , donde  $e_z$  es el eje de deformación vertical y  $e_y$ , el eje de máximo acortamiento horizontal) y el ángulo de rozamiento interno del material en el momento del deslizamiento ( $\theta$ ) con los cosenos directores de los planos de falla y de las estrías de fricción. En este estudio se han aplicado las ecuaciones de De Vicente (1988), que utilizan los valores angulares de las fallas mensurables en campo tales como: sentido de buzamiento ( $D$ ), buzamiento ( $B$ ) y cabeceo de la estría ( $C$ ), asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical. Este método proporciona la orientación del eje máximo de deformación ( $Dey$ ), la forma del elipsoide de deformación ( $K'$ ) y ángulo de rozamiento interno ( $\theta$ ). Se ha utilizado el programa de ordenador Cratos 1.0 (CSN, 1999).

Además de las asunciones de los métodos de esfuerzos mencionadas anteriormente, el modelo de deslizamiento asume, también, que el eje principal de esfuerzos es paralelo al eje principal de deformación. Por estas razones, este tipo de análisis tiene sus mejores resultados en fallas neoformadas o en fallas reactivadas en un volumen rocoso que tenga direcciones de fracturación variadas. Por tanto, los resultados serán interpretados con cautela en los análisis que se hacen en materiales anteriores al Terciario, ya que presentan gran anisotropía en la fracturación debido a su cercanía con la FAP.

El método de inversión de esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al*, 1992) es uno de los métodos iterativos de búsqueda del tensor de esfuerzos que mejor se ajusta a los datos de campo. El método de búsqueda se realiza mediante un proceso iterativo de prueba y cálculo de error entre la estría real y la estría teórica.

Con este método se obtienen las orientaciones de los tres ejes principales del tensor de esfuerzos y las magnitudes relativas de los tres ejes, definidas por el parámetro  $R$  (*stress ratio*;  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ). Este último se relaciona con el parámetro  $R'$  en la ecuación de Bott (1959) según:

$$\begin{array}{lll} \sigma_1 \text{ vertical} & R' = 1 / R & R' > 1 \\ \sigma_2 \text{ vertical} & R' = R & 0 < R' < 1 \\ \sigma_3 \text{ vertical} & R' = 1 / (R - 1) & R' < 0 \end{array}$$

Los criterios para la selección de la solución óptima son el valor mínimo del ángulo de desviación de los ejes principales (PMA representa la desviación del tensor respecto a un tensor ideal), ángulo de desviación del deslizamiento (SM, desviación entre el eje de deslizamiento medido en campo y la dirección de máxima cizalla en el plano), la semejanza del valor del coeficiente de fricción a 0,8 y el hecho de que la cohesión residual sea resistente al deslizamiento ( $C \geq 0$ ) (CSN, 1999).

Finalmente, tras completar los análisis descritos en este apartado, se ha analizado el conjunto de resultados desde el punto de vista de su papel en fallas de desgarre. De esta forma se han podido interpretar los resultados, comparándolos con estudios teóricos de geometría y cinemática de estructuras de desgarre, así como modelos analógicos de laboratorio y descripciones de fallas reales. (apartado 3.2.)

### 2.1.6. Estudios gravimétricos

Uno de los objetivos del estudio de la FAP es el cálculo del desplazamiento neto en las diversas etapas tectónicas de la falla. El desplazamiento neto total de la falla se puede analizar mediante la cartografía detallada de unidades litológicas del Precámbrico y Paleozoico, pero es difícil encontrar marcadores terciarios para evaluar el desplazamiento neto durante ese período. No obstante, sí se puede calcular alguna componente de este desplazamiento.

En las fallas de desgarre, como la FAP, el espesor de los sedimentos terciarios que rellenan las cuencas asociadas está relacionado con la cinemática de las fallas. La potencia de sedimentos de las cuencas *pull-apart* (descripción: véase apartado 3.2.) está directamente relacionada con la cantidad de hundimiento que ha sufrido el *step over* o escalón (apartado 3.2.) y, por lo tanto, con la cantidad de desplazamiento vertical que ha ocurrido en las fallas que bordean las cuencas. Además, el desplazamiento vertical en zonas de *step over* en fallas de desgarre está, a su vez, relacionado con la cantidad de desplazamiento horizontal que ocurre en la falla principal (Hempton y Neher, 1986; Rodgers, 1980). Por tanto, el desplazamiento horizontal puede estimarse de una forma aproximada si se conoce la profundidad de las cuencas *pull-apart*.

A lo largo de la FAP se encuentran un conjunto de cuencas, en general de pequeña extensión, cuyo relleno está relacionado con los movimientos de las fallas que las limitan. El relleno está formado por sedimentos continentales, a veces poco compactados, dispuestos sobre rocas graníticas o rocas metamórficas. Los valores medios de la densidad de los sedimentos y las rocas del basamento medidos en áreas adyacentes (Gómez Ortiz, 2001) indican que existe un importante contraste de densidad entre ellas, contraste que puede quedar reflejado en los valores de anomalía de Bouguer.

Se ha realizado, por tanto, un conjunto de campañas gravimétricas en las cuencas de Plasencia, Moro, y Cañaveral. Fuera del sistema Alentejo-Plasencia, en estas campañas se ha incluido la Cuenca de Coria, limitada por la Falla de Béjar. A partir de la obtención de la anomalía de Bouguer y la modelización gravimétrica se va a estimar un rango de profundidades del fondo de las cuencas.

El desarrollo de la investigación gravimétrica ha seguido las etapas clásicas en este tipo de estudios (Gómez Ortiz, 2001), etapas que pueden resumirse en:

- Realización de un levantamiento gravimétrico.
- Cálculo de la anomalía de Bouguer completa.

#### 2.1.6.1. Levantamiento gravimétrico

El levantamiento gravimétrico se ha basado en la toma de datos en recorridos que siguen una traza aproximadamente lineal, orientada según una dirección transversal a la traza de la FAP. Las medidas se han realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G nº 953. Su precisión es de  $\pm 0,01$  mGals y presenta una deriva instrumental menor de 1 mGal al mes. Este tipo de gravímetros efectúa medidas de gravedad relativa por lo que es necesario comenzar los recorridos en estaciones base donde se conoce el valor absoluto de la gravedad. En el levantamiento se ha utilizado como base la estación del Instituto Geográfico Nacional, situada en el Ayuntamiento de Plasencia, y que pertenece a la red de bases gravimétricas del Instituto Geográfico

Nacional, elaborada en 1975. El valor absoluto de la gravedad en este punto es de 980.055,76 mGals (IGN, 1975).

En cada estación, el valor de la gravedad observada se calcula comparando la lectura del gravímetro en el punto de observación con su lectura en el punto base (Campos, 1998):

$$g_{obs_a} = (L_a k \pm CLS_a \pm CD_a) - L_b k = (L_a - L_b)k \pm CD_a \quad (3)$$

donde  $g_a$  es la gravedad observada en el punto  $a$ ;  $k$  es la constante de calibración del aparato de medida;  $L_a$  es la lectura del gravímetro en el punto  $a$ ;  $L_b$  es la lectura del gravímetro en el punto  $b$  y  $CD_a$  es la corrección de deriva del aparato en el punto  $a$ .

La deriva del aparato ( $CD_a$ ) consiste en los cambios de las propiedades elásticas del muelle del gravímetro por cambios mecánicos y térmicos durante el proceso de toma de medidas. Como forma de seguir estos cambios se realiza una medida en la base al principio y final de toma del datos diaria. La deriva del aparato en ese período de tiempo se considera lineal entre esos dos puntos, de forma que la deriva del aparato se obtiene por interpolación entre los puntos:

$$D = \frac{L_{B2}k - L_{B1}k}{t_2 - t_1} \quad (4)$$

donde  $L_{B2}$  y  $L_{B1}$  son las lecturas del aparato en la base, corregidas del efecto luni-solar, en los tiempos  $t_2$  y  $t_1$  respectivamente. La deriva del gravímetro afecta en las medidas en céntesimas de mGal.

La atracción que ejercen la luna y el sol sobre la Tierra producen variaciones de la gravedad. El efecto luni-solar debe ser corregido en los valores de gravedad obtenidos. El efecto varía en el tiempo por la rotación de la Tierra y, por tanto, en la campaña gravimétrica se registra la hora de toma de medida. La variaciones periódicas de la gravedad debidas a la atracción de la luna y el sol, oscilan entre 0,3 a 0,5 mGals en períodos de 6 horas. Se han utilizado las tablas publicadas por la European Association of Exploration Geophysicists (EAEG), que están basadas en Goguel (1954):

$$\Delta g_{marea} = P + N \cos \lambda (\cos \lambda + \text{sen} \lambda) + S \cos \lambda (\cos \lambda - \text{sen} \lambda) \quad (5)$$

donde  $P$  es el valor de la gravedad en el polo;  $N$  y  $S$  los valores de la gravedad a  $45^\circ$  de latitud norte y sur respectivamente; y  $\lambda$  es el valor medio de la latitud de la zona de estudio.

Uno de los aspectos más importantes de una campaña gravimétrica es la determinación de la altitud en cada estación gravimétrica (Gómez Ortiz, 2001). En este caso se han utilizado distintos métodos, en función del espaciado entre las estaciones. En cuencas de pequeño tamaño, como las de Moro, Cañaveral y Plasencia, en donde la distancia entre estaciones ha sido de 50 m, el posicionamiento y la cota se han estimado a partir de un levantamiento topográfico realizado con una estación total (Modelo Pentax II). El error calculado en valores de X e Y es de  $\pm 0,2$  m y 0,02 m en cota. En la

cuenca de Coria, de mayores dimensiones, el espaciado ha sido de 500 m. Para la determinación de la cota se ha utilizado un altímetro barométrico (Pauling, modelo MD-5, precisión  $\pm 1$  m) y la posición sobre mapas 1:50.000. Los errores de medida de la cota debidos a variaciones de presión y temperatura se han minimizado con lecturas en vértices geodésicos a intervalos de una hora.

#### 2.1.6.2. Cálculo de la anomalía de Bouguer completa

La anomalía de Bouguer en un punto de la superficie terrestre es la diferencia entre la “gravedad observada corregida” y la “gravedad normal” en dicho punto. Para su cálculo es necesario conocer la gravedad normal o teórica del punto o estación de medida y realizar una serie de reducciones y correcciones que tienen como finalidad hacer comparables estaciones situadas a distintas cotas y circundadas por diferentes masas representadas por el relieve.

##### *Gravedad normal*

La **gravedad normal** es la aceleración teórica de la gravedad terrestre sobre un punto del elipsoide de referencia internacional, en dirección perpendicular a esta superficie. El elipsoide de referencia internacional es la superficie teórica equipotencial de la gravedad, que se considera una esfera achatada (elipsoide oblato), forma que la tierra adquiriría al girar sobre su eje principal si tuviera una masa homogénea. La gravedad normal,  $g_n$ , se obtiene de derivar el potencial de la gravedad,  $U_G$ , (ecuación 6; MacCullagh, 1849) y se expresa mediante la ecuación 7:

$$U_G = -G \frac{E}{R} - G \frac{(C - A)}{r^3} P_2(\cos \theta) \quad (6)$$

$$g_n = g_e (1 + \beta_1 \sin^2 \lambda + \beta_2 \sin^2 2\lambda) \quad (7)$$

donde  $G$  es la constante de gravitación universal;  $E$  es la masa de la tierra;  $R$  es el radio al centro de la tierra;  $r$  es la distancia del punto al centro de la Tierra;  $C$  y  $A$  son momentos principales de inercia de la tierra;  $P_2(\cos \theta)$  es un polinomio de Legendre de segundo orden;  $g_e$  es la aceleración en el ecuador,  $\lambda$  es la latitud y  $\beta_1$  y  $\beta_2$  son constantes. Como muestra la ecuación (7), el valor de la gravedad normal varía con la latitud, ya que el vector normal a la superficie del elipsoide internacional forma un ángulo con el vector radial de la Tierra, que depende de la latitud del punto.

Para el cálculo de la gravedad normal se ha utilizado la fórmula del World Geodetic System de 1984 (elipsoide de coeficiente  $f=1/298,25$ ):

$$g_n = 978032,67714 \frac{(1 + 0,001931851385138639 \sin^2 \lambda)}{\sqrt{(1 - 0,00669437999012 \sin^2 \lambda)}} \quad (\text{mGal}) \quad (8)$$

donde  $\lambda$  es la latitud. Además, se ha realizado una corrección para eliminar la atracción gravitatoria de la masa atmosférica:

$$0,87 \exp^{-0.11h^{1.047}} \quad (9)$$

donde  $h$  es la altura de la estación (km).

Las diferencias entre la gravedad normal y la gravedad observada en un punto,  $(g_n - g_a)$ , se deben a:

- Diferencias de altitud entre la cota del punto de medida y la cota correspondiente del elipsoide en este punto geográfico.
- La atracción de la masa de roca existente entre la cota de medida y la cota de referencia.
- La presencia de relieves (montañas y valles) alrededor del punto de medida.

A continuación se resume el significado de las reducciones y correcciones que se realizan sobre la gravedad observada, así como la expresión matemática correspondiente, tomada de Lowrie (1997).

#### *Reducción de aire libre*

La diferencia entre la altitud del punto de medida y la del elipsoide (nivel del mar), produce un incremento del valor de la gravedad observada con respecto a la gravedad normal. Este incremento se debe a que la fuerza de atracción decrece proporcionalmente a la inversa del cuadrado de la distancia al centro de la Tierra. Este efecto se calcula mediante la **corrección de aire libre**,  $\Delta g_{FA}$ , y se debe sumar a la gravedad observada si la altitud del punto de medida está por encima del elipsoide. La variación de la aceleración de la gravedad con la altitud se expresa:

$$\Delta g_{FA} = \frac{\partial g}{\partial r} = \frac{\partial(-GE/r^2)}{\partial r} = + \frac{2GE}{r^3} = - \frac{2}{rg} \quad (10)$$

donde  $G$  es la constante de gravitación universal;  $E$  es la masa de la tierra;  $r$  es el radio al centro de la tierra (6.371 km);  $g$  es la aceleración de la gravedad (981.000 mGals). Si se sustituyen los valores de  $r$  y  $g$ , la corrección de aire libre es de 0,3086 mGal por metro de altitud.

#### *Reducción del efecto de la lámina de Bouguer*

La lámina de roca que hay entre el punto de medida y su punto correspondiente sobre el elipsoide ejerce una atracción que debe ser corregida para poder comparar los valores de gravedad entre diversas estaciones. Este efecto se calcula mediante la **corrección de la lámina de Bouguer** y corresponde al incremento sobre la aceleración normal que se produce por la presencia de una lámina de roca homogénea de densidad  $\rho$ , y de espesor igual a la diferencia de altitud entre el punto de medida y el elipsoide.

La corrección de la lámina de Bouguer,  $\Delta g_{BP}$ , debe ser sustraída de la gravedad observada si el punto de medida se encuentra por encima del nivel del mar. Para calcular la corrección de la lámina de Bouguer se utiliza la ecuación (8), considerando la lámina como un disco de altitud  $h$  (la diferencia de altitud entre el punto de medida y el elipsoide), de ángulo  $\phi=2\pi$  y de radio interior,  $r_1=0$ . La ecuación queda entonces de la siguiente forma:

$$\Delta g_{disco} = 2\pi G \rho \left( h - \left( \sqrt{r^2 + h^2} - r \right) \right) \quad (11)$$

donde  $\rho$  es la densidad,  $h$  la altura de la lámina y  $r$  el radio de la lámina.

Si aproximamos  $r$  a infinito, el valor de  $h$  es muy pequeño comparado con  $r$  y, por tanto, el segundo término de la ecuación tenderá a 0. Luego, la expresión final es:

$$\Delta g_{BP} = 2\pi G \rho h \quad (12)$$

Se suele tomar una densidad de 2,67 gr/cm<sup>3</sup>.

### *Corrección topográfica*

La presencia de relieve alrededor del punto de medida también afecta a los valores de gravedad observados. Las masas de relieve (montaña) o su ausencia (valle) atraen la masa del gravímetro, que sufre, así, una aceleración con una componente vertical opuesta a la de la gravedad. Este efecto se denomina **efecto del terreno**, y en los dos casos mencionados (valle y montaña), el incremento del valor de la gravedad observada es positivo (es decir, se suma a la gravedad observada).

La corrección del efecto del terreno,  $\Delta g_T$ , se calcula dividiendo los relieves circundantes en prismas y computando la contribución de cada prisma a la aceleración vertical, en el punto de observación. Los prismas son simétricos y tienen las siguientes dimensiones:  $h$  es la altura;  $r_1$  y  $r_2$  son los radios exterior e interior;  $\phi_0$  es el ángulo desde el punto de medida,  $P$ ; y  $\rho$  es la densidad. Si los lados de un elemento cilíndrico pequeño son  $dr$ ,  $dz$  y  $r d\phi_0$  y la masa es  $dm = \rho (r d\phi_0) dr dz$ , entonces la contribución de la aceleración sobre el punto  $P$  es:

$$\partial g = G \frac{dm}{r^2 + z^2} \cos \theta = G \frac{\rho r dr dz d\phi}{r^2 + z^2} \frac{z}{\sqrt{r^2 + z^2}} \quad (13)$$

y si se realizan las integrales pertinentes, se obtiene la aceleración vertical hacia arriba ejercida por el elemento prismático sobre  $P$ :

$$\Delta g_T = G \rho \phi \left[ \left( \sqrt{r_1^2 + h^2} - r_1 \right) - \left( \sqrt{r_2^2 + h^2} - r_2 \right) \right] \quad (14)$$

A partir de esta ecuación, Hammer (1939) tabuló los valores de la corrección topográfica para un conjunto de anillos concéntricos, divididos en segmentos, delimitados por las distancias a la estación de medida. La estimación de la diferencia de cota entre la estación y las zonas cercanas, zonas A, B, C y D, se ha realizado sobre el terreno. Los radios de estas zonas son de 1,99, 16,64, 53,34 y 170 m, respectivamente. En las zonas restantes (E a M) se ha calculado a partir de mapas topográficos a escala 1:50.000 y 1:200.000. Los radios de las zonas restantes son de 390 (zona E), 895 (zona F), 1.529 (zona G), 2.614 (zona H), 4.469 (zona I), 6.652,5 (zona J), 9.903 (zona K), 14.741,6 (zona L) y 21.944,4 (zona M) m.

### La anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer se expresa, por tanto, mediante la siguiente fórmula, que representa la diferencia entre la gravedad normal en el punto de medida y la gravedad observada, corregida de los efectos anteriormente descritos:

$$\Delta g_B = g_{obs} + (\Delta g_{FA} - \Delta g_{BP} + \Delta g_T + \Delta g_{marea}) - g_n \quad (15)$$

donde  $g_{obs}$  es la gravedad medida (ecuación 3),  $\Delta g_{FA}$  es la corrección de aire libre (ecuación 10),  $\Delta g_T$  es la corrección del terreno (ecuación 14),  $\Delta g_{BP}$  es la corrección de la lámina de Bouguer (ecuación 12),  $\Delta g_{marea}$  es la corrección de marea (ecuación 5) y  $g_n$  es la gravedad normal (ecuación 8).

La diferencia entre la gravedad observada corregida y la gravedad normal se debe a que la distribución de masa en el interior de la tierra es distinta de la masa asumida en la fórmula de la gravedad normal y del valor de densidad asignado a la lámina de Bouguer. Esta fórmula nos indica que los valores de la anomalía de Bouguer serán negativos cuando el punto de medida se encuentre sobre un volumen de roca/sedimento que tenga valores de densidad menores que la densidad de referencia. La corrección de datos gravimétricos se realizó con el programa de ordenador inédito Gravi 1.0 (Gómez Ortiz, 2001)

#### 2.1.6.3. Modelización gravimétrica

En la realidad, una misma anomalía de Bouguer puede ser generada por fuentes con distintas geometrías, ya que su valor depende de la densidad y del volumen del cuerpo considerado, de la profundidad a la que esté situado y del contraste de densidad con los cuerpos adyacentes. Para paliar esta indeterminación es muy importante tener un conocimiento extenso de la geología de la zona, tanto en superficie como en profundidad.

La modelización gravimétrica consiste en encontrar un modelo de densidades formado por cuerpos caracterizados por una geometría y una densidad, cuyo efecto gravimétrico calculado se aproxime a la anomalía observada. Los modelos de densidades se apoyan en cortes geológicos que representan la estructura de la región. Un dato fundamental es la densidad asignada a cada cuerpo.

Las densidades se calculan a partir de su estimación en muestras de rocas, en datos de sondeos y en la relación entre las velocidades sísmicas y la densidad. En la zona de estudio no existen *density-log* de sondeos, o investigaciones sísmicas, que proporcionen datos relativos a las densidades de las rocas del basamento y del relleno sedimentario. Los estudios gravimétricos realizados en la zona central y oriental del Sistema Central, Cuenca del Tajo y del Duero y en la región de Extremadura (Bergamín *et al*, 1995; Campos Egea, 1998; Gómez Ortiz, 2001, entre otros) han aportado nuevos datos de las densidades de las rocas del basamento y de los sedimentos terciarios. Los valores medios estimados en estos trabajos van a ser utilizados en los modelos de densidades elaborados. Los valores de densidad utilizados son de 2.74 gr/cc para las pizarras precámbricas, 2.67 gr/cc para los granitos, 2.78 gr/cc para el dique básico y 1.9 y 2.2 gr/cc para los sedimentos.



En la actualidad, la gran capacidad operativa de los ordenadores permite el cálculo inmediato de las anomalías gravimétricas sobre modelos geológicos sucesivos de forma iterativa, hasta encontrar el modelo geológico que satisface la anomalía y, además, es coherente con los datos geológicos. El algoritmo matemático utilizado (Won y Bevis, 1984) para la modelización gravimétrica se basa en la modificación de un modelo anterior realizado por Grant y West (1965). Este método es utilizado por el programa comercial GM-SYS (1993).

Las subrutinas del programa informático incluyen una corrección cuadrática que no se había tenido en cuenta con anterioridad y que asegura que la anomalía gravimétrica puede ser determinada correctamente en cualquier punto dentro, fuera, encima o debajo del polígono. Al contrario que en el método anterior, donde la anomalía estaba basada en funciones trigonométricas, Won y Bevis (1984) reformulan la expresión que determina la anomalía haciendo referencia al sistema de coordenadas y reducen así el número de expresiones.

La anomalía de Bouguer observada y los modelos de densidades elaborados para cada cuenca se describirán en los apartados correspondientes.

## **2.2. MÉTODOS DEL ESTUDIO DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA DE LA ZONA CENTRO OCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA**

En las estimaciones de la peligrosidad sísmica realizadas en esta Tesis se va a seguir el método convencional en estudios probabilísticos de peligrosidad basados en la formulación de Cornell (1968). Cornell tiene en cuenta la frecuencia con la que los terremotos son generados en las distintas fuentes sísmicas, con objeto de estimar la probabilidad de excedencia de determinados valores de movimiento fuerte del suelo para determinados intervalos de tiempo. Los valores de probabilidad de excedencia de la aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo (valores pico o espectrales) son estimaciones directas de la peligrosidad sísmica en un emplazamiento.

En este estudio se intenta evaluar la influencia de los valores de los parámetros de cálculo de la peligrosidad en las estimaciones de peligrosidad en zonas de baja sismicidad. El tratamiento de las incertidumbres de estos parámetros ocupa un papel principal en los enfoques más actualizados de las estimaciones de peligrosidad sísmica para instalaciones de alta seguridad (Electric Power Research Institute, EPRI-SOG, 1988; EPRI 1989; Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL), 1997). En este nuevo enfoque se proponen métodos del árbol lógico, opinión de expertos y análisis de sensibilidad como partes indispensables de los estudios de peligrosidad sísmica.

En el presente estudio se han tratado las incertidumbres mediante un estudio de sensibilidad de determinados parámetros. Los estudios de árbol lógico y opinión de expertos son más completos para evaluar la peligrosidad sísmica de un emplazamiento pero son muy complejas y más difíciles de interpretar cuando sólo se quiere evaluar la influencia de determinados parámetros. Como el objetivo de este estudio se centra sólo en determinados parámetros se considera más apropiado realizar un estudio de sensibilidad de los parámetros de interés.

El método que se define a continuación refleja la práctica común actual en el análisis de la peligrosidad sísmica para instalaciones de alta seguridad aunque, también, se emplea a menudo en otras instalaciones. Como introducción a la descripción del

método específico de este trabajo, se exponen los antecedentes de estudios de peligrosidad sísmica en zonas de sismicidad moderada.

### **2.2.1. La práctica internacional de la estimación de la peligrosidad sísmica en zonas de sismicidad moderada**

Las estimaciones de la peligrosidad sísmica para zonas de sismicidad moderada y baja adquieren un significado más relevante a partir de los estudios para emplazamientos de centrales nucleares, que en España se inician en 1970. Estas estimaciones ya se llevaban realizando en diversos tipos de instalaciones, como edificaciones, puentes y presas en zonas de alta sismicidad, antes de empezar en zonas de baja sismicidad como consecuencia de la construcción de instalaciones de alta seguridad o de larga vida (como los almacenamientos de residuos radiactivos).

Los métodos de estimación de peligrosidad sísmica pueden ser deterministas o probabilísticos. Según Martín Martín (1984), los métodos deterministas consideran que las leyes físicas que dan lugar a procesos generadores de terremotos son deterministas y el proceso puede expresarse mediante una ecuación explícita. Los métodos deterministas asumen, además, que la ocurrencia en el futuro es similar a la ocurrencia calculada para el pasado. Estos métodos no tienen en cuenta la distribución temporal de los terremotos y reducen la distribución espacial del seísmo máximo a cualquier posición dentro de la fuente.

El enfoque determinista fue el más aceptado para estudios de peligrosidad sísmica en los años 70 y 80. Se utiliza todavía en algunos aspectos de estudios para instalaciones críticas, tales como presas, plantas de gas natural y centrales nucleares. El enfoque básico sigue las recomendaciones de la United States Nuclear Regulatory Commission (USNRC, 1992). Las distintas etapas en los estudios deterministas están representadas en la Figura 2.1.

Los estudios deterministas que se realizaron en España en los años setenta con objeto de definir posibles emplazamientos para centrales nucleares (adjudicación del terremoto máximo esperado a una provincia sismotectónica) se han basado principalmente en las normas americanas USNRC (1972, 1975) y en las recomendaciones de la International Atomic Energy Agency (IAEA, 1977).

Aunque poco aceptado hasta la década de los 80, en los últimos 20 años el enfoque probabilístico está siendo más ampliamente aplicado y ha entrado a formar parte de las regulaciones de seguridad para centrales nucleares en EE.UU. y en otros países. Los métodos probabilísticos parten de la hipótesis de que la generación de terremotos se debe a procesos aleatorios y, por tanto, se debe modelizar mediante funciones de probabilidad. Esta idea se basa en que la ocurrencia de terremotos parece comportarse de manera aleatoria, al menos en zonas donde la sismicidad no es muy elevada, y no puede entenderse fácilmente mediante modelos físicos de sistemas de fallas.

Los métodos probabilísticos comprenden desde los puramente probabilísticos, como los descritos por Lomnitz (1974): métodos basados en distribuciones de valores extremos, procesos de Kolmogorov y procesos Boltzmann hasta métodos en los que se hace uso del concepto de zonificación (Cornell, 1968), donde se incorporan algunos elementos deterministas (como la división en zonas, la asignación a cada zona de

valores de actividad sísmica fijos, etc.). De todos éstos, el método de Cornell (1968) ha sido el más utilizado, y ha dado lugar a programas comerciales de cálculo sencillos (EQRISK, McGuire, 1976; FRISK, McGuire, 1978; etc.).

Martín Martín (1984) realiza una recopilación detallada de los antecedentes de estudios de peligrosidad sísmica en la Península Ibérica. Los primeros estudios probabilísticos españoles en Ingeniería empiezan con Samartín *et al*, en 1975 y García Yagüe en 1977 (ambos en Martín Martín, 1984), aplicándose a estudios de instalaciones nucleares y otras instalaciones (González Vallejo *et al*, 1978) y en la elaboración de mapas de Riesgo Sísmico (Roca y Udías, 1969; Roca, 1977; Oliveira, 1977, 1979 en Martín Martín 1984). Su utilización se extendió posteriormente a los estudios de emplazamiento de instalaciones de Ingeniería Civil (Martín y Blázquez, 1981 en Martín Martín, 1984), elaboración de mapas (Johnson *et al*, 1981 y Martín y Sierra, 1981, ambos en Martín Martín, 1984); y mapas de aceleraciones e intensidades esperadas para distintos períodos de retorno de la Península Ibérica (IGN, 1991; MOPT, 1993; Figura 2.2).

Un aspecto más avanzado de la aplicación de los métodos probabilísticos ha sido recientemente promovido por la comisión de regulación nuclear y compañías eléctricas de EE.UU.: la cuantificación de las incertidumbres y el uso de opinión de expertos en los cálculos probabilísticos (EPRI, 1993; LLNL, 1997). Estos nuevos métodos están basados en el de Cornell, pero incorporan la incertidumbre de los parámetros que intervienen en el método de Cornell (como la definición de fuentes sismogénicas, parámetros de sismicidad, no completitud del catálogo sísmico, etc.) mediante procedimientos probabilísticos de árbol lógico, en los que se utiliza la probabilidad bayesiana y los sistemas de opinión de expertos (EPRI, 1988 y 1989; PRISK, Mallard *et al*, 1991; LLNL 1997).

Litehiser y Marrone (1991) han aplicado el método de EPRI (1988) a un estudio de peligrosidad sísmica en el área noreste de España. La Figura 2.3 muestra el árbol lógico seguido por estos autores en su estudio. Las numerosas curvas de peligrosidad generadas para un emplazamiento se sintetizan finalmente en una sola a través de ajustarlas a una distribución determinada (por ejemplo a través de una simulación de Monte Carlo, LLNL 1997). Otros estudios españoles, realizados por CSN (2000) y Giner *et al* (2002) en el SE de la Península Ibérica, y Jiménez *et al* (1999; Figura 2.2 para todo el área Ibero-Magrebí, incorporan modelos más avanzados de caracterización de fuentes área, leyes de atenuación y tratamiento de las incertidumbres.

El método probabilístico como tratamiento de incertidumbres ha adquirido gran aceptación en la comunidad ingenieril porque proporciona la base para la toma de decisiones respecto al riesgo sísmico en vez de limitarse a estimar un escenario determinista único. De esta forma los valores de los parámetros estimados en cálculos probabilísticos se pueden incorporar directamente a la evaluación del impacto potencial en seguridad de operación de instalaciones críticas, sanidad humana y medio ambiente.

La mayoría de los estudios probabilísticos publicados sobre peligrosidad sísmica en España utilizan fuentes sísmicas área cuyas características de recurrencia están basadas en los datos de sismicidad. Pocos trabajos publicados han modelizado fallas como fuentes sismogénicas en las que el cálculo de los parámetros de recurrencia de la fuente haya sido obtenido por estudios geológicos propios de la fuente (geología de terremotos, paleosismicidad; Datación, 1999). En la zona de baja sismicidad de España

no se han realizado estimaciones de peligrosidad sísmica con fuentes falla. Sin embargo, es en zonas de baja sismicidad donde las fallas son casi el único elemento que puede ayudar a entender la recurrencia de grandes terremotos.

### 2.2.2. El cálculo probabilístico y sus incertidumbres

El objetivo de los estudios probabilísticos de peligrosidad sísmica es la estimación de la probabilidad de que diferentes movimientos fuertes del suelo puedan ocurrir en un emplazamiento durante un período determinado de tiempo (por ejemplo, 1, 50, 500 o 1.000 años). Los resultados se expresan mediante curvas de peligrosidad que muestran la frecuencia anual o probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del suelo para un período de tiempo de exposición (o de vida de la instalación). Los resultados obtenidos en estos estudios contienen incertidumbres de distinto origen. Los valores de las incertidumbres son tan importantes como los valores propios de los parámetros del movimiento del suelo.

En teoría, la estimación del movimiento del suelo en un emplazamiento se debería basar en valores observados en el emplazamiento. Sin embargo, en la mayoría de los emplazamientos no existen bases de datos históricos de este tipo. Como consecuencia, los estudios probabilísticos de peligrosidad sísmica se basan en datos deducidos mediante modelos de ocurrencia de futuros terremotos, variabilidad en la localización y magnitud de futuros terremotos, y futuros movimientos del suelo debidos a la ocurrencia de estos terremotos. La complejidad del proceso generador de terremotos y de las leyes de atenuación de las ondas sísmicas desde la fuente al emplazamiento, da lugar a un rango muy amplio de interpretaciones posibles. Por lo que la cuantificación de las incertidumbres de los parámetros del cálculo se convierte en una parte primordial de las estimaciones de peligrosidad sísmica.

La importancia de las incertidumbres en los valores de los parámetros de cálculo ha sido tomada en consideración desde hace tiempo (por ejemplo, en estudios en España: Martín Martín, 1984 y 1989; López Arroyo, 1977; Villamor Pérez, 1994; Villamor *et al*, 1997a). Sin embargo, la integración de estudios de incertidumbres como parte indispensable de estimaciones de peligrosidad sísmica y la distinción entre incertidumbres aleatorias y epistémicas no cobran forma hasta los estudios de EPRI-SOG (1988) para resolver los problemas relacionados con instalaciones nucleares.

La variabilidad aleatoria o incertidumbre aleatoria en el cálculo probabilístico de la peligrosidad sísmica se debe a la aleatoriedad del movimiento del suelo para una determinada magnitud de terremoto y distancia fuente generadora-emplazamiento. El tratamiento de la incertidumbre aleatoria se realiza mediante las estimaciones del movimiento del suelo con leyes de atenuación. El movimiento del suelo calculado mediante una ley de atenuación representa el valor medio de una distribución lognormal que se caracteriza por una desviación estándar. La media y la desviación estándar se combinan para estimar la probabilidad de movimientos del suelo que ocurran por debajo o por encima de la media.

Existe, también, una incertidumbre en el conocimiento científico debido, entre otros, a la elección de los modelos geológicos, sismológicos, leyes de atenuación y, también, debido a la escasez de datos. Esta incertidumbre se conoce como incertidumbre

epistémica (EPRI-SOG, 1988; González Vallejo, 1994). Para estimar la incertidumbre epistémica, el estudio debe incorporar el espectro completo de los distintos resultados científicos creíbles o posibles (por ejemplo, diferentes modelos o diferentes valores paramétricos en los modelos) que se obtendrían si la comunidad científica informada pudiera ser consultada directamente y pudiera aportar los valores de entrada para el cálculo. Más aún, para que el resultado esté formado por una distribución de estimaciones de peligrosidad creíbles, se necesita una medida de la credibilidad científica de las evaluaciones individuales. Esto último se obtiene mediante la asignación de pesos a los resultados basados en credibilidad científica (EPRI, 1989; LLNL, 1997). Las técnicas más empleadas para documentar la variabilidad de los parámetros de peligrosidad son los análisis de sensibilidad y el árbol lógico.

### 2.2.3. Etapas en las estimaciones de la peligrosidad sísmica

Se distinguen cuatro etapas principales en los estudios probabilistas de peligrosidad sísmica (Figura 2.4; Reiter, 1990; González Vallejo, 1994):

- ETAPA 1: Recopilación de datos científicos e identificación de fuentes sísmicas significativas (geometría de las fuentes).
- ETAPA 2: Caracterización de la sismicidad de las fuentes (modelo de recurrencia de los terremotos: funciones de densidad de la magnitud y tasa de recurrencia).
- ETAPA 3: Caracterización de las leyes de atenuación del movimiento del suelo apropiada para la zona.
- ETAPA 4: Cálculo de la peligrosidad y evaluación de sus incertidumbres.

A continuación se explica en detalle cada una de estas etapas.

#### 2.2.3.1. Recopilación de datos científicos e identificación de fuentes sísmicas significativas (ETAPA 1)

El primer paso en los estudios de peligrosidad sísmica es la creación de una base extensa de datos geológicos, tectónicos, geofísicos, sismológicos y geotécnicos. Con esta base de datos se desarrollan modelos de fuentes sísmicas para el cálculo que sean científicamente coherentes con la información existente, así como modelos de respuesta del terreno a la acción sísmica. En esta tesis no se evalúa el efecto de las condiciones geotécnicas del suelo en la peligrosidad sísmica, sino sólo los parámetros que definen la fuente sísmica. Los parámetros de las fuentes sísmicas se obtienen, esencialmente, de datos de fallas, datos sismológicos y datos geodésicos.

Esta información se utiliza, principalmente, para caracterizar fuentes generadoras de terremotos. Existen dos tipos básicos de fuentes sísmicas: **las fuentes lineales y las fuentes área** (Reiter, 1990; González Vallejo, 1994). Las fuentes lineales son fallas o pliegues, y las fuentes área son provincias tectónicas. En este estudio se denominan “fuentes falla” y “fuentes área”, respectivamente. Las fuentes falla se incluyen, habitualmente, en el análisis de peligrosidad cuando existen datos suficientes para cuantificar la localización y el tipo de falla. Las estructuras ciegas (como pliegues ciegos o interfases de subducción) junto con provincias tectónicas con datos insuficientes para caracterizar la localización de estructuras concretas, se definen mediante fuentes área. En realidad, las fuentes lineales y área son de carácter

bidimensional y tridimensional, respectivamente, pero se definen como lineal y área por su proyección en superficie.

### Datos de fallas

Dentro de las bases de datos geológicos y tectónicos tiene un interés especial el desarrollo de una base de datos de las estructuras activas, fallas y pliegues de la zona de estudio. La información se obtiene mediante programas de investigación generales, de ámbito regional, y de estudios de detalle específicos de estructuras cercanas al emplazamiento concreto, cuando éstas no forman parte de estudios más regionales. Esta base de datos debe contener información sobre la localización de las estructuras activas, nombre, estilo de deformación, longitud, geometría, segmentación, tasa de deformación, intervalo de recurrencia de terremotos generados en la estructura, intervalo de tiempo desde el último terremoto y deslizamiento cosísmico. Todos estos datos deben estar acompañados de sus incertidumbres asociadas.

### Datos sismológicos

Los datos de sismicidad histórica (pre-instrumental e instrumental) son tan importantes como los datos de estructuras activas. Generalmente entran en esta categoría los datos de ocurrencia de terremotos que no pueden ser asignados a una estructura activa concreta y, por tanto, se definen como “sismicidad de fondo”. El concepto de sismicidad de fondo en este estudio se ha tomado de Stirling *et al* (1998), quien considera que, en una región, los terremotos mayores están caracterizados por las fallas y estructuras activas, y los terremotos menores se consideran no asociados a ninguna estructura y, por tanto, se definen como sismicidad de fondo.

Una base de datos de sismicidad debe incluir la tasa de ocurrencia, la localización y el tamaño de terremotos. La base esencial para obtener estos datos es el catálogo sísmico. El catálogo de terremotos utilizado en el presente estudio ha sido proporcionado por el Instituto Geográfico Nacional y contiene registros de terremotos desde 600 hasta 1997. Los registros anteriores a 1900 no tienen datos de la magnitud de terremoto, por tanto el tamaño de terremoto viene definido por la intensidad. A partir de esta fecha, el IGN ha transformado algunos valores de intensidad a magnitud y, sobre todo, se ha empezado a registrar el tamaño del terremoto en medidas de magnitud. Hasta la implantación de una red sísmica nacional española más completa en 1980 (42 estaciones, Figura 2.5; aunque la mayor parte de las estaciones no empieza a funcionar hasta 1985; <http://www.geo.ign.es/>) la información proviene de distintas instituciones que utilizan distintos tipo de magnitud (Tabla 2.1; López, com. per.). A partir de 1982 los datos del catálogo provienen exclusivamente del IGN, y la magnitud es  $m_{BLg}$ . La red se mejora sustancialmente a partir de 1992 y está sujeta a mejoras sustanciales en el presente (Canas y Vidal, 2001).

Es necesario, por tanto, realizar una serie de acciones de adaptación de los datos a las necesidades del estudio:

- La homogeneización de los valores del tamaño del terremoto a un solo tipo de parámetros (en este caso se ha seleccionado la Magnitud momento,  $M_w$ ).
- El estudio de completitud del catálogo, es decir, estimar, para los distintos valores de magnitud, cuándo se considera que los registros del catálogo representan la totalidad de los terremotos de esa magnitud.

- Como el cálculo de Cornell considera la ocurrencia de terremotos como poissoniana, se tienen que eliminar todos los terremotos que son dependientes entre sí. Éstos son los terremotos premonitorios y réplicas. Se ha utilizado la clasificación en réplicas y premonitorios proporcionada por el IGN y además se ha utilizado el algoritmo de Reasenberg (1985) como alternativa a la clasificación del IGN. Este método realiza una búsqueda espacial y temporal de grupos de terremotos. La selección del intervalo de espacio y tiempo depende de la magnitud del terremoto mayor del grupo y las tasas de réplicas sigue la ley de Omori.

Con los datos revisados del catálogo sísmico se pueden caracterizar las fuentes sísmicas.

Tabla 2.1. Tipos de magnitud del catálogo sísmico del IGN.

ORGANISMO		Tipo de magnitud	Numero de terremotos*
BCIS:	Bureau Central International Seismologie, Strasbourg, Francia	$M_b, M_w, M_s$	40
CSEM	Centre Sismologique Euro-Mediterranean	$M_l$	10
IMGP	Instituto de Metereologia, Portugal	$M_l$	11
INMT	Instituto National de la Meteorologie, Túnez	$M_l$	15
IPGA	Institut de Physique du Globe, Francia	$M_l$	41
ISCE	International Seismological Centre, Gran Bretaña	$M_b, M_w, M_s$	23
ISSE			
LDGP	Laboratoire detection et Sismologie, Francia	$M_l$	312
NEIS	National Earthquake Information Centre, USA	$M_b$	16
SPGM	Universite Mohammed V, Marruecos	$M_d$	653
SSIS	Instituto Geográfico Nacional, España	$M_b L_g$	7405
TUNS	Túnez	$M_l$	6
USGS	United States Geological Survey	$M_b$	13
USGC			

\* Usados en este estudio después de sustraer réplicas, premonitorios y registros sin valor de magnitud.

### Datos geodésicos

La localización y la tasa de deformación cortical se pueden medir mediante estudios de triangulación de detalle y, en la actualidad, gracias al desarrollo de las técnicas de medición geodésicas por satélite (Global Positioning Systems) que se han desarrollado extraordinariamente en la última década. Estos datos deben confirmar y ampliar la información obtenida de datos de estructuras activas y sismicidad. En caso de escasez de estos últimos, los datos de GPS pueden ser utilizados directamente para definir fuentes sísmicas área con la que se calcula la peligrosidad sísmica (Berryman *et al.*, 2002; Stirling *et al.*, 2002b).

Una vez que los datos geológicos, sismológicos y geodésicos han sido recopilados, se pueden identificar y delinear las fuentes sísmicas que afectarán al emplazamiento de estudio (Figura 2.4, Etapa 1). Tras la identificación de las fuentes se realiza la caracterización de los parámetros sísmicos principales de cada una (Figura 2.4, Etapa 2).

#### 2.2.3.2. Caracterización de las fuentes sísmicas (ETAPA 2)

Los parámetros de una fuente sísmica que se utilizan en el cálculo de la peligrosidad son: la geometría y localización de la fuente (respecto al emplazamiento de estudio), el tipo de régimen tectónico (extensivo, compresivo o de desgarre), la magnitud de los terremotos que puede producir la fuente (incluida la magnitud máxima) y la recurrencia con la que ocurren estos terremotos. Debido a la incertidumbre en la estimación e interpretación de los datos geológicos, sismológicos y geodésicos se pueden definir distintos modelos de fuentes sísmicas. En algunos casos la propia definición y geometría de fuente son inciertas (por ejemplo, cuál es la longitud de una falla, o qué volumen constituye una fuente área homogénea). En otros casos, la incertidumbre reside en la definición de la recurrencia de terremotos en la fuente. Se deben analizar, por consiguiente, todas las combinaciones posibles.

##### Caracterización de fuentes falla

Dependiendo de la existencia y calidad de datos geológicos y sismológicos, pueden aparecer niveles distintos de caracterización de fuentes falla, desde el caso ideal en el que los parámetros de magnitud y recurrencia son históricamente conocidos hasta el caso en los que estos parámetros tienen que ser interpretados a partir de elementos geológicos. Se pueden dividir en, al menos, tres niveles generales. Estos niveles suponen rangos de incertidumbre cada vez mayores de los valores de parámetros sísmicos de la fuente.

Así, el caso ideal, o primer nivel, es aquel en el que han ocurrido repetidos terremotos en la misma falla en tiempos históricos y todos ellos han sido registrados en documentos históricos o instrumentos sismológicos. Éste es el caso de fallas muy activas en regiones de período histórico largo. Los parámetros de la fuente (magnitud, recurrencia de terremotos, tipo de régimen tectónico) son fáciles de estudiar, pues se han observado directamente. Un ejemplo lo constituye la falla del Norte de Anatolia, en la que los terremotos recientes de Izmit y Duce en 1999 se suman a un gran número de terremotos que han sido registrados en documentos históricos desde 1254 (Langridge *et al.*, 2002). Estas fuentes suelen tener valores de incertidumbre bajos.

Un segundo nivel lo constituye el caso de fallas muy activas en regiones donde el período histórico es corto. No existe registro histórico de los terremotos que han ocurrido en las fallas, pero los intervalos de recurrencia de los terremotos en la falla son cortos y esta actividad sísmica abundante queda claramente reflejada en el registro geológico reciente. Los últimos (de tres a diez) terremotos producidos por la falla son claramente discernibles en el registro geológico. Para la obtención de los parámetros de magnitud y recurrencia de paleoterremotos (terremotos prehistóricos) en este tipo de fallas se han desarrollado las técnicas de paleosismicidad (McCalpin, 1996a; Yeats *et al.*, 1997; Berryman, 2001).

Las técnicas de paleosismicidad más comunes son (Berryman, 2001):



- Excavación de trincheras en sedimentos recientes deformados por la falla y la datación de los mismos (dataciones absolutas o relativas). En la mayoría de los casos estos estudios no datan directamente el seísmo, sino que lo sitúan en un intervalo de tiempo (por ejemplo, entre la edad del último estrato deformado y el no deformado por la falla).
- Datación de deformación de elementos geomorfológicos generados o deformados por terremotos individuales (terrazas fluviales recientes, playas costeras).
- Análisis y datación de efectos secundarios de falla como licuefacción.

Los parámetros que se obtienen en estos estudios son la longitud de rotura superficial (LR), la cantidad de movimiento cosísmico (DC: movimiento relativo entre los labios de falla durante el terremoto) y edad de movimiento para los últimos tres o cuatro terremotos. Estos parámetros se convertirán en magnitud y recurrencia de terremotos. Así, por ejemplo, para la determinación de la magnitud de paleoterremotos se utilizan relaciones entre la LR y el DC con la cantidad de energía liberada en un terremoto y, por tanto, se estima la magnitud asociada a la LR y el DC (Hanks y Kanamori, 1979):

$$Mo = \mu \times A \times DC \quad (16)$$

donde  $Mo$  es el momento sísmico,  $\mu$  es el módulo de rigidez de la corteza terrestre ( $3 \times 10^{11}$  dynas/cm<sup>2</sup>),  $A$  es el área de rotura de la falla (longitud de rotura superficial o  $L_r$  x anchura del plano de falla) y  $DC$  es el desplazamiento cosísmico.

El tercer nivel de caracterización de fuentes falla se da en zonas con fallas poco activas (fallas "lentas") en las que el registro histórico (por muy largo que sea) es mucho más corto que el período de recurrencia de la falla. En estas zonas, los procesos de erosión o sedimentación presentan tasas mayores que los procesos de formación de escarpes de falla y sus elementos asociados, y es muy difícil, por tanto, encontrar registros geológicos de los últimos pocos paleoterremotos. En esta situación solo se puede estudiar el efecto acumulado de muchos terremotos en la falla y obtener, así, valores generalizados de tasas de movimiento (TD) de la falla y valores aproximados o supuestos de longitud de rotura superficial. El estudio de los valores generalizados de tasas de movimiento en falla pertenece a la disciplina denominada geología de terremotos (Berryman, 2001).

En zonas de baja sismicidad, como la zona centro-occidental de la Península Ibérica, los estudios de geología de terremotos son, en la mayoría de los casos, los únicos posibles para la caracterización sismogenética de fallas. Los parámetros sísmicos de la fuente se obtienen de forma muy indirecta:

- La determinación de la magnitud del terremoto se basa en la longitud de la rotura superficial supuesta y el uso de relaciones empíricas internacionales que relacionan la longitud de rotura con la magnitud de los terremotos que los produjo. Así, por ejemplo, muchos autores han encontrado relaciones lognormales simples entre la longitud de rotura superficial de la falla durante el terremoto y la magnitud del terremoto (Bonilla *et al*, 1984; Wells y Coppersmith, 1994; Anderson *et al*, 1996; Vakov, 1996; Stirling *et al*, 2002a).
- La recurrencia de los terremotos se obtiene de convertir la magnitud a un posible desplazamiento cosísmico (DC, mediante Hanks y Kanamori, 1979; o relaciones

empíricas internacionales), que dividido por la tasa de deslizamiento general de la falla da un valor de tiempo de recurrencia para ese DC.

Los parámetros sísmicos obtenidos de esta forma presentan grandes incertidumbres (las mayores). Este es el enfoque que se ha utilizado en esta tesis por la falta de elementos geológicos que se puedan estudiar con técnicas de paleosismicidad y se explica más adelante en detalle junto con sus incertidumbres.

Esta división en tres niveles de caracterización de fuentes falla es arbitraria y está basada en el método de cálculo de parámetros sísmicos expuesta por Stirling *et al* (1998). En la realidad, existen situaciones intermedias en las que se tienen buenos datos para unos parámetros y datos inciertos para otros. El método utilizado debe adaptarse a los datos disponibles para cada caso particular.

De la clasificación en tres niveles de incertidumbre de la caracterización de fallas consideradas, la zona centro occidental de la Península Ibérica presenta un nivel tres. Desde esta perspectiva se ha enfocado el estudio de la caracterización sísmica de la FAP como un estudio de geología de terremotos. De los estudios de este tipo los únicos parámetros que se pueden obtener para el cálculo de la peligrosidad sísmica son la longitud de rotura de la falla y su tasa de deslizamiento. Estos dos parámetros sirven para calcular valores preliminares de la magnitud de los terremotos y su recurrencia, respectivamente.

#### Caracterización de la magnitud máxima de fuente falla a través de la longitud de rotura superficial

La magnitud máxima ( $M_{max}$ ) se define como el terremoto mayor que la fuente es capaz de generar bajo el ambiente sismotectónico actual. Cuando esta magnitud no se puede obtener a partir del registro histórico (nivel de incertidumbre primero) ni es posible estimar su desplazamiento cosísmico (nivel de incertidumbre segundo: uso de la ecuación de Hanks y Kanamori, 1979), se recurre a relaciones empíricas internacionales entre magnitud momento y la longitud de rotura superficial (o área de rotura cuando se conoce la anchura de la falla). Algunas de estas relaciones han sido desarrolladas por Bonilla *et al*, 1984, Wells y Coppersmith, 1994; Anderson *et al*, 1996; Vakov, 1996; Stirling *et al*, 2002a. Estas relaciones se basan en datos de terremotos históricos registrados, en los que se han podido medir magnitud de terremotos y geometría de la falla. La determinación de la rotura superficial se convierte, por tanto, en un punto esencial de los estudios de peligrosidad sísmica.

La estimación de la longitud de rotura de una falla, cuando se trata de una falla que no ha roto en tiempos históricos, es una tarea difícil. En fallas que tienen una expresión tectónica reciente, la longitud de rotura de la falla se obtiene de una integración de la cartografía del escarpe reciente de la falla y de estudios de paleosismicidad. Estos últimos establecen el comportamiento sísmico a lo largo de la falla y, por tanto, permiten distinguir roturas superficiales individuales o segmentos de la falla que se pueden asociar a un solo terremoto. Sin embargo, para fallas de baja sismicidad en las que los procesos de modificación del paisaje borran la evidencia de los últimos terremotos, la definición del segmento de falla es difícil. Así pues, existen numerosos trabajos que intentan definir criterios basados en la geometría del plano de falla para poder estimar roturas cosísmicas o segmentos. Estos estudios se basan en la

idea de que las fallas tienen asperezas en su plano que actúan como barreras para la propagación de la rotura (Aki, 1979 y 1984).

Los criterios de segmentación de fallas se basan en que la rotura superficial se suele terminar en zonas que suponen un cambio geométrico o estructural importante a lo largo de la falla (Allen, 1968; Aki, 1979 y 1984; De Polo *et al*, 1989; Schwartz y Sibson, 1989). McCalpin (1996b) resume estos criterios, que se presentan en la Tabla 2.2.

En el caso de las fallas de desgarre, como la FAP, aparte de aquellas estructuras comunes a los distintos tipos de falla, se pueden añadir las cuencas *pull-apart* y las estructuras de *push-up* como posibles límites de segmento. Varios autores han discutido la validez de los *step overs* en fallas de desgarre como límites de segmento. Así, por ejemplo, Barka y Kadinsky-Cade (1989) proponen que las inflexiones compresivas de fallas de desgarre pueden actuar con barreras para la propagación de la rotura siempre cuando sean mayores de 5 km; en caso contrario, el *push-up* es una estructura superficial. Sin embargo, Sanders (1989) muestra ejemplos de escalones en la falla de San Jacinto que han sido límites de segmento en roturas históricas y casos en los que la rotura se propaga a través de estructuras de este tipo. Este autor, además, menciona la existencia de pequeños enjambres de terremotos asociados a estos puntos en la falla, como zonas de alta concentración de esfuerzos.

Tabla 2.2. Tipos de segmento de falla y características que los definen (tabla traducida de McCalpin, 1996b)

Tipo de segmento <sup>a</sup>	Criterio de definición de límite de segmento <sup>a</sup>	Probabilidad de que sea un segmento <sup>b</sup>
1. Terremoto	por rotura histórica	100%
2. Comportamiento	1) por la caracterización de paleoterremotos bien datados	Alta
	2) por cambios en las tasas de deslizamiento, intervalo de recurrencia, tiempo desde el último terremoto, sentido de desplazamiento, <i>creep</i> frente a no <i>creep</i> , complejidad de la falla	Moderada (26%)
3. Estructural	Por ramificación de la falla, intersecciones con otras fallas, pliegues, o estructuras cruzadas	Mod-Alta (31%)
4. Geológico	1) presencia de cuencas cuaternarias o campos volcánicos	Variable (hasta 39%)
	2) por diferencias en reología del basamento	
	3) por presencia de anomalías geofísicas	
	4) por indicadores morfológicos, como presencia de un frente de montaña	
5. Geométrico	Por cambios en la orientación de la falla, presencia de escalones, separaciones, o <i>gaps</i> (sectores sin expresión superficial de la falla).	Baja-Moderada (18%)

<sup>a</sup> de Polo *et al* (1989, 1991).

<sup>b</sup> Los porcentajes expresan la proporción de roturas históricas que se comportan como segmentos frente a los casos que rompieron estos posibles límites de segmento (Knuepfer, 1989).

Lettis *et al* (2002), tras un estudio de 30 roturas superficiales históricas en las que existen 59 inflexiones distensivas, proponen que la propagación de la rotura superficial a través del escalón es dependiente del tamaño de este último. Así, en el caso en que el escalón distensivo tenga una separación (apartado 3.2.3. para definición de los términos separación y escalón) de 1–2 km, la rotura puede atravesarlo. Estos autores establecen una relación de 2:1 a 1:1 de separación del escalón (en km) con respecto al desplazamiento cosísmico de la roturas (en m) para aquellas rotura que atraviesan el escalón. Sin embargo, los escalones con separación de 4 a 5 km parecen ser buenos candidatos a límites de rotura permanente, independientemente de la cantidad de desplazamiento cosísmico.

La tasa de deslizamiento de la falla (cantidad de movimiento/tiempo) también juega un papel significativo en la longitud de los segmentos en fallas de desgarre. Wesnousky (1989), en un estudio de ejemplos de EEUU y Turquía concluye que las longitudes de los segmentos en fallas de desgarre con desplazamiento total grande (tasa de deslizamiento altas) son mayores que las de fallas de deslizamiento total bajo. Las asperezas se suavizan, y la falla es capaz de romper con mayores longitudes. Por esta razón, las fallas de menor tasa de deslizamiento tienen más escalones. Este resultado es comparable a la evolución de las fallas de desgarre en modelos analógicos de laboratorio (apartado 3.2.3.). Esto no significa que las fallas de menor tasa de deslizamiento produzcan terremotos menores, sino que para una misma magnitud las fallas de bajo deslizamiento tendrán menor longitud y mayor desplazamiento cosísmico que las fallas de tasa de deslizamiento alta (Anderson *et al*, 1996). Así pues, aunque sean segmentos cortos los que rompan en fallas de tasas de deslizamiento bajas, se producen caídas de esfuerzos grandes.

En la FAP, y con objeto de tener en cuenta todas las incertidumbres propias de la definición del segmento de falla, se han considerado todos aquellos aspectos geométricos y cinemáticos (de comportamiento) posibles para establecer los distintos segmentos. Estos criterios no garantizan que los límites de segmento establecidos se vayan a comportar como tales (% bajos en la Tabla 2.2). Por esta razón, se han considerado varios modelos de segmentación posibles (apartado 5.3.1.) para cuantificar la incertidumbre en la definición de segmento, y, por tanto en la asignación de la magnitud.

En este estudio, además, para cada segmento posible, se han utilizado varias ecuaciones de conversión de la longitud de segmento a magnitud momento ( $M_w$ ): Wells y Coppersmith (1994), Anderson *et al* (1996) y Stirling *et al* (2002a). El uso de distintas ecuaciones también contribuye a la caracterización de la incertidumbre en las estimaciones de la magnitud.

Las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994) están basadas en una recopilación de datos internacionales y un ajuste a la regresión de la relación entre magnitud y longitud de rotura, o área de rotura o desplazamiento cosísmico. De las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), se ha utilizado la ecuación entre área de rotura y  $M_w$  y, para ello, se ha considerado un espesor medio de corteza sismogénica

de 20 km en el macizo Hespérico. El ancho de la falla es de 20 km /  $\sin \beta$  ( $\beta$ = buzamiento de la falla). La magnitud se define mediante la ecuación:

$$M=4.07 + 0,98 \log AR \quad (17)$$

donde  $M$  es  $M_w$  y  $AR$  es el área de rotura ( $\text{km}^2$ , longitud del segmento x ancho de la falla). La relación de Stirling *et al* (2002a) es semejante a Wells y Coppersmith (1994), pero incorpora datos más actualizados:

$$M=5,89 + 0,79 \log (LR) \quad (18)$$

Anderson *et al* (1996) consideran que la magnitud del terremoto no sólo va a depender de la longitud de rotura sino que también depende de la tasa de deslizamiento (TD) de la falla. Sus relaciones se basan en los estudios de Kanamori y Anderson (1975), que indican que la caída de esfuerzos es mayor en los terremotos intraplaca que los interplaca. Scholz *et al* (1986) realizan un estudio más detallado de las diferencias entre las leyes que relacionan la magnitud y la longitud de rotura (LR) o la magnitud y el desplazamiento cosísmico (DC), para terremotos interplaca y terremotos intraplaca. Estos autores concluyen que la proporcionalidad entre  $M \propto LR^2$  y  $DC \propto LR$ , varía de  $\propto \approx 1 \times 10^{-5}$  para interplaca a  $\propto \approx 6 \times 10^{-5}$  para intraplaca. Asimismo, estos autores exponen que esta variación implica que las fallas en contextos de intraplaca presentan mayor resistencia a la fricción. La fricción disminuye según la falla rompe más veces (período de recurrencia bajo), o cuando aumenta la tasa de deslizamiento de la falla. La ecuación de Anderson *et al* (1996) es la siguiente:

$$M=5,12 + 1,16 \log (LR) + 0,2(TD) \quad (19)$$

donde  $M$  es  $M_{\max}$ ,  $LR$  es la longitud de rotura (km) y  $TD$  es la tasa de deslizamiento (mm/año).

La utilización de todos estos enfoques (varias longitudes de segmento posible, distintas ecuaciones de  $M_w$  y distintas tasas de deslizamiento posibles) para la asignación de la magnitud máxima a una fuente falla permite crear una función de distribución de magnitudes máximas posibles. Esta distribución es una aproximación a la cuantificación de la incertidumbre de la magnitud.

#### Caracterización de la recurrencia de la magnitud máxima de la fuente falla mediante la tasa de deslizamiento de la falla

En la zona centro occidental de la Península Ibérica los valores de la recurrencia de la magnitud máxima de fallas no se pueden obtener de datos de sismicidad histórica. Además, los estudios de paleosismicidad son difíciles de llevar a cabo por la falta de sedimentos cuaternarios. En esta situación se puede utilizar la tasa de deslizamiento de la falla que, junto con los parámetros de rotura de falla, sirven para obtener intervalos de recurrencia (Wesnousky, 1986).

La tasa de deslizamiento de una falla se calcula con medidas de desplazamiento de elementos geológicos y geomorfológicos de edad conocida. En fallas muy activas, la deformación de los elementos más recientes del paisaje suele ser clara y, por tanto, los valores de TD se derivan de la acumulación de los últimos paleoterremotos. En este caso, los valores de desplazamiento no suelen presentar tanta incertidumbre en su medida (los elementos deformados han sufrido poca erosión) y la edad de los

sedimentos tiene errores bajos. Sin embargo, en zonas de baja sismicidad con tasas de deslizamiento bajas, las referencias geológicas desplazadas suelen ser más antiguas, lo que conlleva errores en la medida del desplazamiento mayor (por ejemplo, los procesos de erosión han actuado durante más tiempo) y en la edad. En algunos casos, si el régimen tectónico actual (RTA) de la zona no ha variado en varios millones de años, se pueden usar referencias muy antiguas. En este último caso, se añade la incertidumbre de si el RTA ha actuado con la misma intensidad a lo largo de un período de tiempo tan largo.

Para la FAP y otras fallas del Macizo Hespérico, las tasas de deslizamiento se han obtenido mediante la estimación del desplazamiento de puntos de referencia (*piercing points*, apartado 3.2.) de edad conocida, divididos por la edad del desplazamiento. Generalmente, para el cálculo de tasas de actividad cuaternaria, estos puntos de referencia pueden ser elementos geomorfológicos, como terrazas fluviales, canales sobre terrazas e interfluvios y valles o sedimentos recientes (McCalpin, 1996a; Yeats *et al*, 1997; Berryman, 2001).

En el caso de la FAP, y debido a la falta de sedimentos cuaternarios en la zona, se han utilizado puntos de referencia antiguos (pre-cuaternarios) a los que se ha restado desplazamiento hasta obtener valores del posible desplazamiento cuaternario (apartado 2.1.). Los elementos de referencia han sido estratos de capas sedimentarias, contactos litológicos, charnelas de pliegues, entre otros. Además, si se puede estimar el desplazamiento horizontal de la falla mediante un análisis de la forma y el espesor de las cuencas *pull-apart* de la estructura, (Hempton y Neher, 1986; Rodgers, 1980; apartado 3.2.3.). Si se conoce la edad de los sedimentos que rellenan la cuenca, es decir, se puede estimar cuándo se empezó a formar, se puede, entonces, determinar una tasa de deslizamiento durante la evolución de la cuenca.

Los valores de recurrencia de la magnitud del terremoto en fallas donde no se han realizado estudios de paleosismicidad se puede obtener mediante la relación de Wesnousky (1986):

$$T = M_o / M_o \text{ rate} \quad (20)$$

donde  $T$  es el tiempo de recurrencia (años),  $M_o$  es el momento sísmico y  $M_o \text{ rate}$  es la tasa de liberación del momento sísmico.  $M_o$  y  $M_o \text{ rate}$  se definen mediante las expresiones:

$$\log M_o = 1,61 + 1,5 M_{\max} \quad (21)$$

$$M_o \text{ rate} = \mu \times A \times TD \quad (22)$$

donde  $\mu$  es módulo de rigidez de la corteza terrestre ( $3 \times 10^{11}$  dynas/cm<sup>2</sup>),  $A$  es el área de la falla y  $TD$  es la tasa de deslizamiento de la falla. La  $M_{\max}$  se deriva de la longitud del segmento mediante la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) o relaciones semejantes. El área de la falla se obtiene de multiplicar la longitud del segmento por la anchura de la falla. La anchura de la falla se obtiene a su vez de multiplicar el espesor de la corteza sismogénica por el seno del ángulo de buzamiento de la falla.

Como el valor de recurrencia no es observado, sino derivado de muchos otros parámetros, los niveles de incertidumbre de la recurrencia son muy altos. La recurrencia depende, por tanto, de:

- El valor de longitud de rotura y sus incertidumbres (que dependen de la preservación del escarpe de falla y modelos de segmentos).
- Tasa de deslizamiento y sus incertidumbres (derivadas de la incertidumbre en los valores de desplazamiento dependientes de la erosión y la sedimentación; y de la incertidumbre en la datación de las referencias geológicas desplazadas como sedimentos, superficies de erosión, etc.).
- El valor del espesor de la corteza sismogénica y sus incertidumbres (dependientes de la técnica geofísica utilizada y la interpretación de la misma).
- El valor del buzamiento de la falla y sus incertidumbres (dependientes de la disposición de datos de afloramientos, cambios de buzamiento en profundidad, etc.).

Para tener en cuenta las incertidumbres en el valor de la recurrencia de terremotos en fuentes falla es importante realizar varios modelos de recurrencia que incluyan todas las posibilidades de valores de los parámetros mencionados.

Como se ha presentado en este apartado, las incertidumbres de los parámetros sísmicos de falla calculados, principalmente LR y TD, son muy grandes. Es fundamental que los datos de recurrencia geológicos sean comparados con datos de recurrencia sismológicos usando el registro histórico de la región. Las tasas de recurrencia se pueden comparar con el momento sísmico liberado en una zona y las medidas de tasa de deformación geodésicas.

#### Caracterización de fuentes área

Cada fuente área se define por un estilo característico de deformación, en el que la tasa de actividad sísmica o recurrencia sísmica puede ser considerada uniforme. La recurrencia sísmica está definida por la ley de distribución de frecuencias o curva de recurrencia de los distintos tamaños de terremotos de cada zona. Esta distribución fue definida por Gutenberg y Richter (1944) y supone que el número de terremotos en una región disminuye de forma exponencial con sus magnitudes, y tiene la siguiente expresión:

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (23)$$

siendo  $N(M)$  el número de terremotos mayores que la magnitud  $M$ ,  $a$  la tasa anual de terremotos de magnitud mayor a 0 en la región y  $b$  es un valor que define la proporción de terremotos grandes frente a terremotos pequeños.

Es importante, también, elegir un terremoto máximo para cada zona ( $M_{\text{máx}}$ ), que representa el máximo esperado. Este terremoto es el límite superior de magnitud que entrará en el análisis, junto con otros de menor tamaño. La  $M_{\text{máx}}$  se puede determinar mediante la distribución exponencial (Gutenberg-Richter, 1944), o se puede truncar a una magnitud arbitraria que se considere máxima para la zona, según datos sísmicos y geológicos (Stirling *et al*, 1996). Esta segunda opción se apoya en el concepto del terremoto característico (Schwartz y Coppersmith, 1984).

El modelo de recurrencia apropiado debe ser seleccionado durante el proceso de estimación de las tasas de recurrencia para las zonas. La selección del modelo afecta la recurrencia relativa de terremotos pequeños, medianos y grandes y pueden influir significativamente en el cálculo de la peligrosidad sísmica en un emplazamiento. Finalmente, los modelos de recurrencia deben ser comparados con los datos de fallas activas y datos geodésicos para, de este modo, asegurar la consistencia de los mismos.

En este estudio se ha utilizado el código informático CALCRATE, de Bender y Perkins (1987), para el cálculo de los parámetros  $a$  y  $b$  de la relación de Gutenberg-Richter (1944). Este programa utiliza el método matemático de máxima verosimilitud (Weichert, 1980). No se han llevado a cabo análisis de sensibilidad de los parámetros  $a$  y  $b$ , aunque sí se ha realizado, sin embargo, un análisis de sensibilidad de la geometría de las fuentes y de la  $M_{\text{máx}}$  asignada a cada una.

#### 2.2.2.3. Caracterización de las leyes de atenuación del movimiento del suelo (ETAPA 3)

En la etapa siguiente de los estudios de peligrosidad sísmica se caracteriza la ley de atenuación del movimiento fuerte del suelo (Figura 2.4, Etapa 3). Con la ley de atenuación se determina cómo la energía liberada por el terremoto se traduce en un valor de movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento de estudio. Los parámetros de movimiento fuerte del suelo más utilizados actualmente en los cálculos ingenieriles de estructuras son: desplazamiento de pico, velocidad de pico, aceleración de pico y espectro de respuesta (desplazamiento, velocidad y aceleración espectral). En algunos casos se utiliza la intensidad sentida en el emplazamiento como expresión del movimiento fuerte del suelo, y se convierte a aceleración pico mediante relaciones empíricas. En este estudio se utilizará la  $M_w$  como medida de la energía de la fuente y el parámetro de movimiento fuerte del suelo calculado será la aceleración de pico.

Idealmente, la ley de atenuación del movimiento del suelo se deriva de datos del área de estudio y se ajusta a las condiciones geotécnicas de terreno concretas del emplazamiento. En algunas, áreas donde las propiedades de la corteza terrestre cambian considerablemente en el espacio, se requieren distintas leyes de atenuación. Así, por ejemplo, en zonas interplaca se calculan distintas ecuaciones para las fuentes en la corteza terrestre más superficial, para la interfase de las zonas de subducción y para terremotos profundos bajo la interfase. En la zona de estudio, estimaciones de peligrosidad anteriores (Martín Martín, 1984) han hecho hincapié en el comportamiento distinto con respecto a la ley de atenuación del área del banco del Goringe (menor atenuación que en el área del Macizo Hespérico). En el presente estudio no se ha tratado este aspecto pues se encuentra fuera del alcance de sus objetivos, sin embargo, se considera un aspecto, muy importante para incorporarlo a los distintos modelos de parámetros de cálculo de la peligrosidad sísmica en esta zona.

En el caso en que no se puedan derivar leyes de atenuación específicas para el área de estudio, se pueden utilizar leyes derivadas de los registros sísmicos de áreas con características tectónicas similares a las de la zona de aplicación. En la zona de estudio, como no se dispone de leyes de atenuación que usen  $M_w$  calculadas exclusivamente para el Macizo Hespérico, por la falta de sismicidad instrumental, se ha recurrido a la utilización de una ley de atenuación calculada para un ambiente tectónico similar. Así, se ha elegido la ley de Atkinson y Boore (1995), estimada para el Este de los Estados Unidos. Existen otras, como la de Toro *et al* (1996), que no se han usado en este estudio porque el objetivo del mismo no incluye realizar estudios de sensibilidad de la ley de atenuación. Sin embargo, en un estudio completo y riguroso de peligrosidad sísmica en un emplazamiento en esta área, se deben utilizar distintos modelos de atenuación para incorporar así su incertidumbre asociada (por ejemplo, CSN, 2000).

El modelo empírico de Atkinson y Boore (1995) se deriva de “miles de registros de cientos de terremotos en el Este de los Estados Unidos con un rango de magnitudes



de 3 a 7 a distancias de menos de 10 a 1.000 km” (Atkinson y Boore, 1997, p26). La ecuación toma la forma:

$$\ln SA(T) = c_1(T) + c_2(T) (M-6) + c_3(T) (M-6)^2 - \ln R - c_4(T) R \quad (25)$$

donde  $SA$  es la aceleración espectral,  $T$  es el período,  $M$  es magnitud momento,  $R$  es distancia hipocentral (km) y  $c_i$  son constantes.

En la Península Ibérica existen leyes de atenuación para el sudeste español que usan registros de terremotos ocurridos en esta zona o combinan éstos con terremotos ocurridos en otras partes del Mediterráneo (Benito, 1993; Martín Martín, 1984; Martín *et al*, 1996). Otras leyes desarrolladas para el Mediterráneo son: Ambraseys *et al*, 1996; Sabetta y Pugliese, 1996; Tiento *et al*, 1992 (véase CSN, 2000 para una explicación detallada de las distintas leyes y su aplicabilidad en el SE de la Península Ibérica). Para este estudio no se han seleccionado estas leyes de atenuación, pues representa un ambiente tectónico de borde de placa y no de intraplaca. En un estudio de sensibilidad de leyes de atenuación habría que considerar estas opciones, pues son las únicas derivadas de datos de áreas cercanas.

#### 2.2.3.4. Cálculo de la peligrosidad y evaluación de sus incertidumbres (ETAPA 4)

El método de cálculo de la peligrosidad sísmica de Cornell (1968) supone que el número de terremotos en un año es una variable aleatoria de Poisson y que la magnitud del terremoto es una variable aleatoria distribuida según una función acumulativa. Los resultados se expresan en períodos de recurrencia medios, máximo terremoto modal y número esperado de terremotos que exceden una magnitud determinada. La probabilidad de ocurrencia de un seísmo en la fuente está definida por la fórmula de la distribución de Poisson. La probabilidad de excedencia de nivel de movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento se obtiene de la siguiente manera (Cornell, 1968):

$$E_{(z)} = \sum \alpha_i \int_{m_o} f_i(m) f_i(r) P(Z > z \mid m, r) dr dm \quad (26)$$

donde  $E_{(z)}$  es el número esperado de veces que el nivel  $z$  (por ejemplo, aceleración pico en el emplazamiento) sea excedido durante un período de tiempo  $t$ ,  $\alpha_i$  es la tasa de ocurrencia media de terremotos de magnitudes comprendidas entre  $M_{\text{máx}}$  y  $M_{\text{mín}}$  de cada fuente,  $f_i(m)$  es la distribución de densidad de la probabilidad de cada magnitud (relación de recurrencia) dentro del área fuente  $i$ ,  $f_i(r)$  es la distribución de densidad de la probabilidad de la distancia epicentral (o de la zona) entre varias localidades dentro del área  $i$  y el emplazamiento para el que se calcula la peligrosidad y  $P(Z > z \mid m, r)$  es la probabilidad de que un terremoto de magnitud  $m$  que ocurra a una distancia epicentral  $r$ , exceda el nivel de movimiento del suelo  $z$  (calculado con la ley de atenuación) en el emplazamiento.

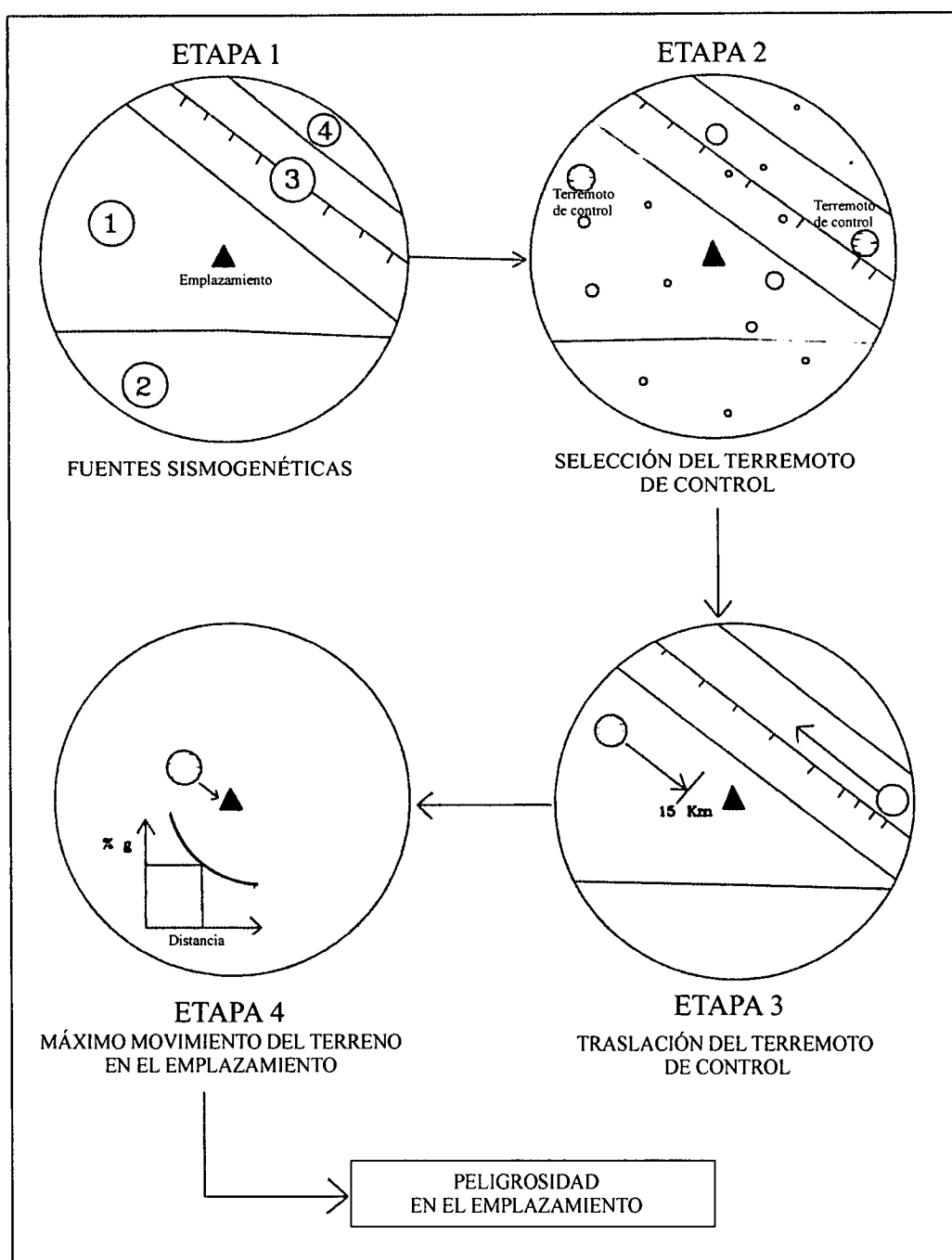
La selección de los parámetros de cálculo de las curvas de peligrosidad lleva consigo una incertidumbre epistémica debido a las incertidumbres inherentes a las investigaciones geológicas, sismológicas y geodésicas, y las incertidumbres de la atenuación local del movimiento del suelo. Para expresar estas incertidumbres científicas y evaluar su efecto en los resultados de peligrosidad, se pueden emplear dos técnicas: **análisis de sensibilidad** y, la más actual, **árboles lógicos**. De esta forma los modelos de fuentes y de atenuación consisten en una población de modelos que producen una gama de curvas de probabilidad.

Los **análisis de sensibilidad** consisten en modificar uno a uno los parámetros de entrada del cálculo de peligrosidad y comparar los resultados obtenidos con distintas opciones. De esta forma se generan una serie de rangos de curvas de peligrosidad. Este tipo de estudio es muy apropiado para desglosar la influencia de cada parámetro en los resultados, sin embargo, no engloba o sintetiza el resultado final. Estos análisis no especifican el valor estadístico de cada resultado, es decir, si representa la media o la mediana, o algún otro tipo de estadística.

La metáfora del **árbol lógico** se refiere a una forma común de ilustrar gráficamente una población de modelos de permutaciones. Cada nodo del árbol representa un parámetro de cálculo, y cada rama que sale de un nodo representa un valor posible de ese parámetro. Así, por ejemplo, en la Figura 2.3, la ley de atenuación, el modelo de fuentes área y la magnitud máxima son nodos del árbol, mientras que las distintas opciones posibles de modelos de atenuación, fuentes área o magnitud máxima, son las ramas de cada nodo. Se asignan pesos a las ramas de los árboles, y los distintos pesos de ramas que parten del mismo nodo se normalizan a la unidad. El peso representa la cuantificación del juicio científico respecto a la verosimilitud de los valores asignados a cada rama.

Cada permutación del modelo podría ser analizada para determinar una curva de peligrosidad. La distribución de la población de curvas de peligrosidad resultantes puede ser analizada para obtener la media poblacional, varianza, o cualquier otra medida estadística deseada. Cuando el número total de permutaciones posibles es muy grande se utilizan procesos de muestreo de Monte Carlo, para extraer una subpoblación de curvas lo suficientemente grande para ser representativa de toda la población. La distribución estadística de la población de curvas lleva implícita la incertidumbre de los resultados. El uso de la media, mediana o percentiles de esta curva depende de la aplicación del estudio.

Como en esta tesis solo se han considerado modelos alternativos de algunos parámetros de cálculo, se han realizado varios análisis de sensibilidad. Para los parámetros que no se analizan en detalle, solo se han considerado valores para simplificar el estudio (por ejemplo, en la ley de atenuación).

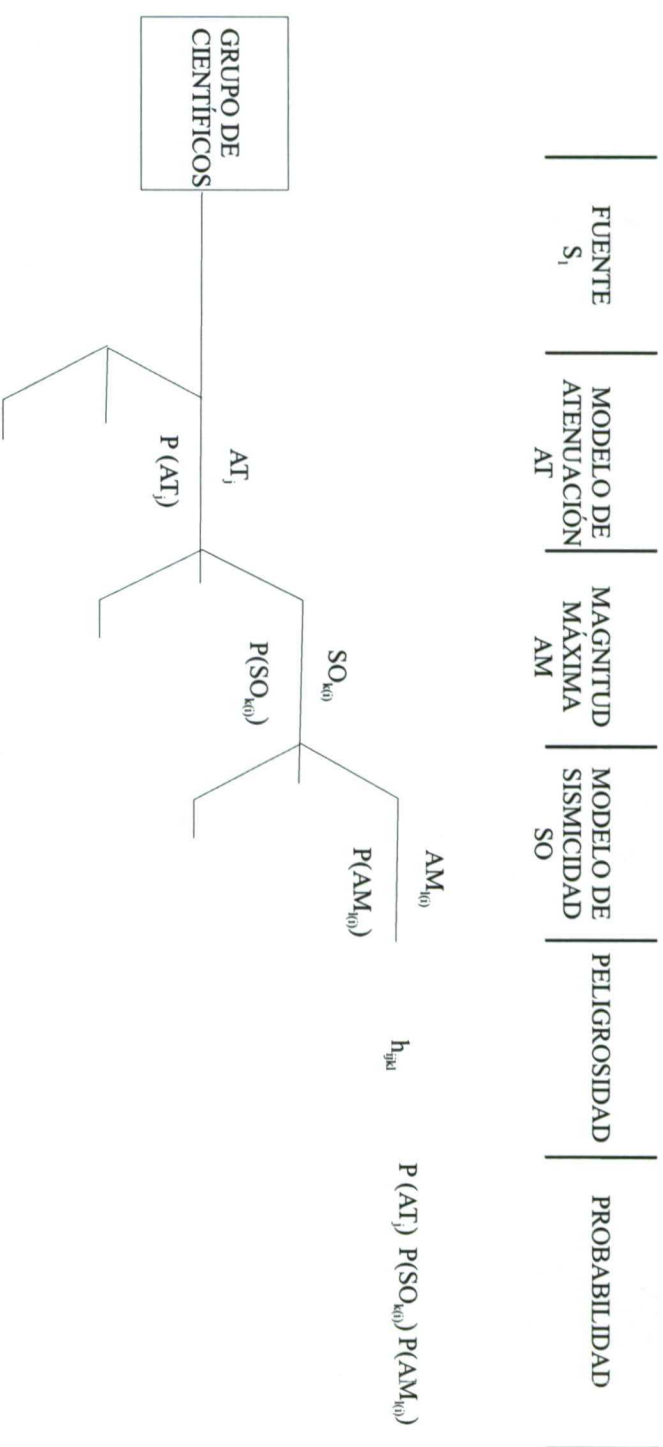


**Figura 2.1** Etapas básicas en los estudios deterministas de peligrosidad sísmica. Etapa 1: Caracterización de las fuentes sismogénicas (geometría y terremoto máximo). Etapa 2: Selección del terremoto de control (aquel capaz de producir el efecto máximo en el emplazamiento). Etapa 3: Traslación del terremoto de control al punto más cercano al emplazamiento. Etapa 4: Cálculo del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento aplicando la atenuación de ondas correspondiente (modificada de González de Vallejo, 1994).

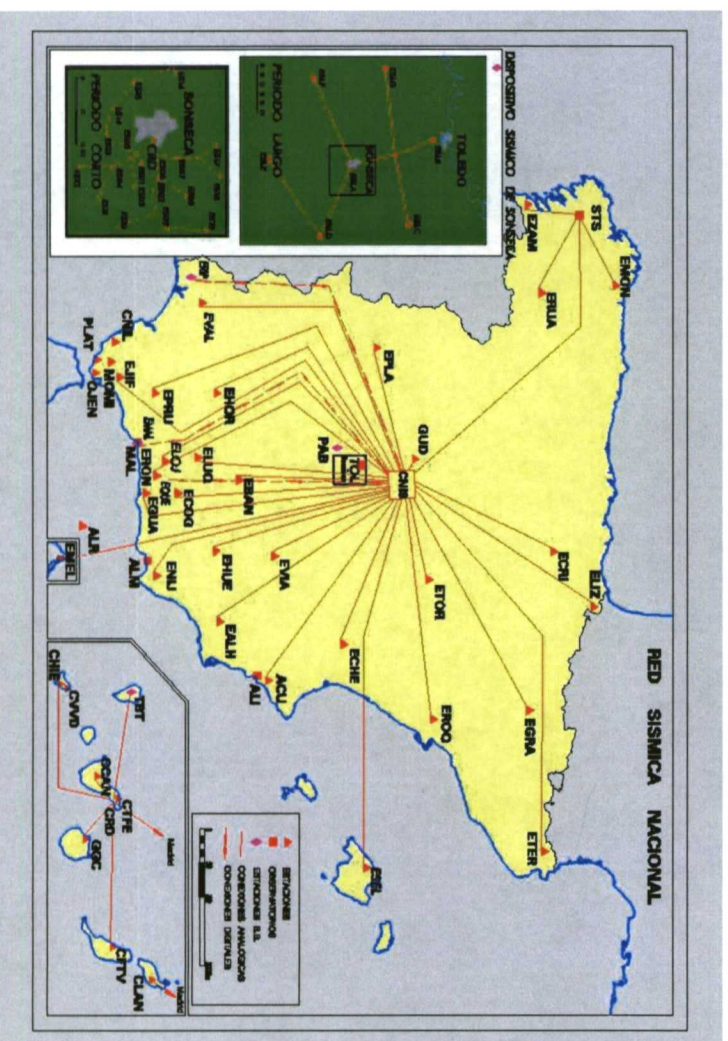




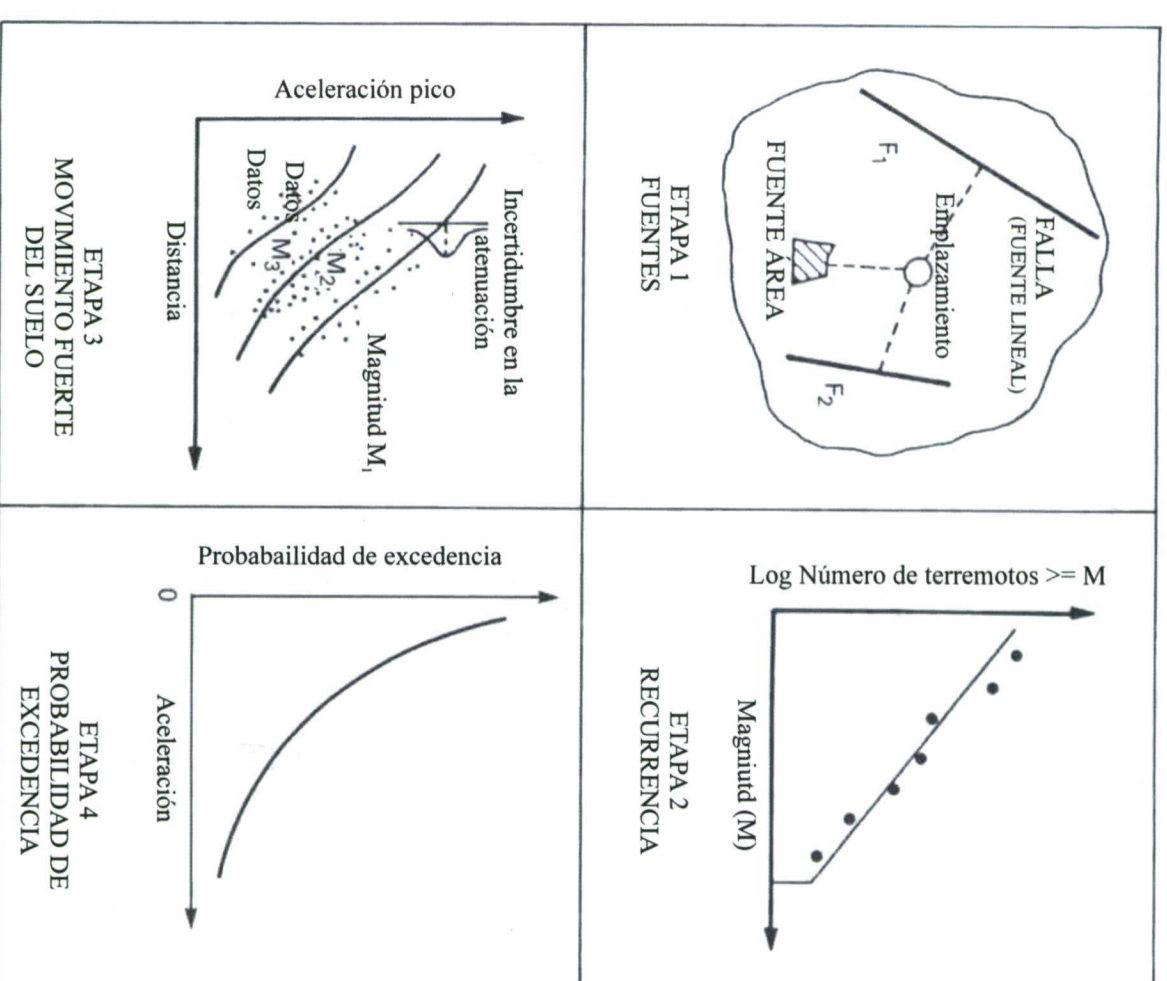




**Figura 2.3** Esquema de árbol lógico seguido en un estudio de peligrosidad sísmica en el nordeste de España por Litehiser y Marrone (1991). Cada nodo representa un tipo de parámetro de entrada para el cálculo. Las ramas que se abren del nodo representan las distintas opciones (modelos) para ese parámetro. Se asignan probabilidades a cada rama de forma que la suma de las probabilidades de todas las ramas que se abren del mismo nodo es 1. (modificada de Litehiser y Marrone, 1991)



**Figura 2.5** Red sísmica española. Localización de las estaciones sísmicas.



**Figura 2.4** Etapas básicas en los estudios probabilísticos de peligrosidad sísmica. Etapa 1: Caracterización de las fuente sismogénicas (geometría). Etapa 2: Caracterización de los parámetros de recurrencia de terremotos en cada fuente. Etapa 3: Cálculo del movimiento fuerte del terreno para todas las magnitudes posibles. Etapa 4: Cálculo de la probabilidad de excedencia del nivel de movimiento del suelo (modificada de Tera Corp en Reiter, 1990)

### 3.0. ANTECEDENTES

#### 3.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se ha resumido el conocimiento actual sobre la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) y su contexto geológico. Se divide el capítulo en 3 apartados principales:

- **Concepto de falla de desgarre y su geometría y cinemática asociadas.** Se describen estudios teóricos y analógicos sobre fallas de desgarre y sus características más importantes. Se utilizarán estos estudios para poder identificar estructuras que explican el movimiento de la FAP como desgarre Cenozoico.
- **Contexto geológico de la FAP.** En este apartado se muestran tanto aspectos geológicos de las rocas de basamento de la zona de estudio como del contexto tectónico alpino y actual. Se recopila información sobre el tipo de sedimentos terciarios y cuaternarios de la zona y áreas cercanas para poder correlacionarlos con los sedimentos de este estudio. También, se muestran los modelos evolutivos del paisaje que explican la génesis y destrucción de superficies de erosión que ayudaran a cuantificar y datar los movimientos verticales de la FAP.
- **La FAP.** Se exponen en detalle los antecedentes específicos sobre conocimiento de la cinemática de la FAP.

#### 3.2. LAS FALLAS DE DESGARRE Y SUS ESTRUCTURAS ASOCIADAS

La ocurrencia de terremotos sucesivos en una falla genera una serie de estructuras geológicas y geomorfológicas características que dependen fundamentalmente del tipo, magnitud y frecuencia del movimiento de falla. La magnitud y frecuencia de los terremotos se traduce, generalmente, en el tamaño de la estructura, mientras que el tipo de movimiento de la falla el responsable principal del tipo de estructura. Así, fallas normales, inversas y de desgarre generan estructuras geológicas muy distintas.

##### 3.2.1. Concepto y clasificación de la falla de desgarre

El término falla de desgarre está tomado del término inglés *strike-slip fault*, que se traduce como “falla con deslizamiento según la dirección”. En la literatura inglesa las fallas cuyo componente de deslizamiento es paralela o subparalela a la dirección de la falla han tenido distintas denominaciones: *strike-slip fault*, *wrench fault*, *transform fault*, etc. En este estudio se ha utilizado la definición de Bates y Jackson (1987) de fallas de *strike-slip* que la define como “la falla en la que la mayor parte del movimiento es paralelo a la dirección de la falla”. La Figura 3.1 muestra las diferencias principales entre las fallas de desgarre, y los otros dos tipos de fallas: normales e inversas.

Existen diversos tipos de fallas de desgarre. Entre las clasificaciones de las fallas de desgarre una de las mejor aceptadas es la de Sylvester (1988). Esta clasificación es similar a otras clasificaciones anteriores (Woodcock, 1986) y se basa principalmente en la expresión cortical de la falla y su contexto tectónico. Así, este autor divide las fallas de desgarre en: transformantes y transcurrentes (Figura 3.2).

Según Sylvester (1988), las fallas transformantes cortan toda litosfera y suelen tener longitudes y desplazamientos del rango de los cientos de km. Se generan por

cizalla simple (Figura 3.3) en cinturones orogénicos y paralelamente a los mismos. Son generalmente estructuras que limitan placas tectónicas. Las fallas transformantes acomodan la mayor parte del movimiento relativo entre placas. Sylvester (1988) divide las transformantes en tres tipos (Figura 3.2):

- Fallas transformantes de dorsal centro-oceánica, que conectan dos segmentos de la dorsal (por ejemplo, la falla Romanche en la dorsal atlántica, Bonte *et al*, 1982).
- Fallas transformantes limítrofes, que son las que forman el límite entre dos placas litosféricas como la falla de San Andrés en California (Hill, 1981) y la falla Alpina de Nueva Zelanda (Wellman, 1955).
- Fallas transformantes asociadas a zonas de subducción oblicua, que acomodan la componente paralela al límite de placas como, por ejemplo, la falla de Atacama de Chile (Allen, 1965 en Sylvester, 1988) y la falla de Mohaka en Nueva Zelanda (Cashman *et al*, 1992).

Las fallas transcurrentes, por el contrario, sólo cortan la corteza, no cortan toda la litosfera, y suelen ser fallas con longitudes menores a los cien km y desplazamientos entre pocos a decenas de km (Sylvester, 1988). El mecanismo cinemático que las generan es la cizalla pura (Figura 3.3). La traza de la falla se dispone de forma oblicua a la dirección general del cinturón orogénico convergente. Se pueden definir, también como fallas intraplaca y sólo acomodan parte del movimiento relativo entre placas. Sylvester (1988) las divide en cuatro tipos principales (Figura 3.2):

- Fallas transcurrentes relacionadas con zonas de indentación que separan bloques entre continentes en zonas de convergencia de placas, como la del Norte de Anatolia en Turquía (Barka y Kadinsky-Cade, 1988).
- Fallas transcurrentes de tipo *tear* que acomodan desplazamientos diferenciales dentro de un solo alóctono, o entre un alóctono y las unidades estructurales adyacentes (por ejemplo, fallas asociadas a la tectónica de cabalgamientos y pliegues de Asiatic en Canadá, Sylvester, 1988).
- Fallas transcurrentes de transferencia que conectan segmentos de una falla *strike-slip* mayor a su vecina o a otra traza en echelon, transfiriendo en el movimiento horizontal (por ejemplo, algunas pequeñas asociadas a la falla de Hope de Nueva Zelanda, Cowan, 1990).
- Fallas transcurrentes intracontinentales, que separan alóctonos de distintos estilos tectónicos, y no están asociadas a procesos de indentación, pe. la falla de Garlock en California (McGill y Sieh, 1993).

Respecto al mecanismo cinemático que da lugar a la formación estos dos tipos de fallas de desgarre, Sylvester (1988) indica que la cizalla pura (Anderson, 1905) puede ser uno de los mecanismos de formación de estas fallas normalmente en cinturones orogénicos de pliegues y cabalgamientos, donde se producen fallas de desgarre conjugadas que cruzan la dirección de los pliegues. Sin embargo, este autor afirma que la mayor parte de las fallas de desgarre en el mundo se han formado en dominios de cizallas simple (Riedel, 1929; Tchalenko, 1970).

Desde el punto de vista de la longitud de la falla y de la magnitud de los desplazamientos, el tipo de mecanismo cinemático, también, impone unas diferencias claras. En el caso de la cizalla pura, las fallas son típicamente menores a 50 km en longitud y suelen tener desplazamientos totales máximos de unos 15 km. Mientras que las fallas desarrolladas en dominios de cizalla simple pueden tener miles de km de



longitud a decenas de km de anchura y los desplazamientos pueden ser incluso de centenas de km. Esto se debe a que en la cizalla pura se producirían problemas de espacio si los deslizamientos fueran grandes (véase discusión en Sylvester, 1988).

### 3.2.2. Geometría de las fallas de desgarre

La diferencia en la geometría de la estructura según el mecanismo cinemático que genera la falla es importante. La cizalla simple da lugar a una deformación con simetría monoclinica, debida a su carácter rotacional y, por tanto, da una mayor variedad de formas y estructuras que la cizalla pura. La cizalla pura es irrotacional y tiene una simetría ortorrómbica (Sylvester, 1988). La Figura 3.3 muestra los tipos de estructuras que se forman por cizalla pura y cizalla simple y definen las estructuras básicas de las fallas de desgarre.

El elemento fundamental en fallas de desgarre es el plano de falla principal que muestra un movimiento horizontal relativo de los dos lados de la falla, que puede ser dextral o derecho y sinistral o izquierdo. En las fallas dextrales, si fijamos un labio de la falla el otro labio se desplaza hacia la derecha (Figura 3.4a). En la cizalla simple este plano es el plano PDZ de la Figura 3.3 y en la cizalla pura son los dos planos que se forman a un ángulo de  $45^\circ \pm \sigma/2$ . Existen otras estructuras asociadas a este plano, como fracturas extensionales y fallas de desgarre menores. En algunos casos las zonas de desgarre están compuestas por pequeñas fallas de desgarre, pliegues o fracturas extensionales organizadas en echelon (Figura 3.4b). La cantidad de movimiento horizontal que ha ocurrido en el plano de falla principal viene indicado por el desplazamiento de puntos de referencia (*piercing points*) que son generalmente elementos geológicos como la estratificación, contactos litológicos, charnelas de pliegues etc.

En la literatura se pueden encontrar numerosos trabajos sobre modelos de laboratorio para simular la formación de fallas de desgarre, como por ejemplo, los modelos de arena de Naylor *et al* (1986), y los de arcilla de Tchalenko (1970) y Wilcox *et al* (1973). Los experimentos consisten normalmente en una base dura partida que va a deslizar con un movimiento horizontal, sobre la que se deposita una capa de arcilla o arena que se deforma según se mueve la base rígida. Los resultados son muy parecidos en los distintos casos. Algunos ejemplos de las geometrías principales de las fallas de desgarre, generadas en modelos de laboratorio, se muestran en la Figura 3.5. Los modelos A y B de la Figura 3.5 muestran que el patrón de deformación pasa de fracturas Riedel a planos P.

Naylor *et al* (1986) realizan además experimentos en los que el tensor de esfuerzos varía. Así, cuando la  $\sigma_{HMax}$  es paralela a la falla de basamento (Figura 3.5c), falla de desgarre que se produce en la capa de arena es más simple y la anchura de deformación más estrecha que si  $\sigma_{HMax}$  es perpendicular (Figura 3.5d). Estas geometrías se asemejan a los casos reales de falla de desgarre (Naylor *et al*, 1986; Tchalenko, 1970; Wilcox *et al*, 1973).

La mayoría de estos modelos de laboratorio generan patrones de deformación simples pero, en la realidad, hay otros factores que condicionan la geometría de las fallas de desgarre como, por ejemplo, la presencia de planos de debilidad preexistentes. Además, se producen estructuras locales compresivas y extensionales, a lo largo de la falla, por la existencia de curvaturas locales, zonas de inflexión locales y escalones (*step over*) en la traza de la falla. (Crowell, 1974). Estas estructuras locales tienen gran interés

para la identificación de fallas de desgarre y la estimación de su movimiento y por eso se describen detalladamente a continuación.

### 3.2.3. Geometría de las zonas transtensivas y transpresivas en las fallas de desgarre

En determinados puntos de la falla de desgarre se forman zonas transpresivas, es decir, zonas en que los dos labios de la falla de desgarre están chocando parcialmente. En estos puntos se está produciendo un acortamiento y una elevación local de esa zona. Estas zonas se llaman inflexiones transpresivas (*restraining bend*, Crowell, 1974; Figura 3.6a) y las estructuras que producen se denominan *push-up* o *pop-up* (Figuras 3.6c y 3.6d). En otros puntos se puede dar transtensión, es decir, una situación de extensión local donde la corteza se expande, se hunde y llega incluso a formar pequeñas cuencas que se denominan cuencas *pull-apart* (Figuras 3.6b y 3.6d; Burchfiel y Stewart, 1966; Crowell, 1974). Estos puntos se llaman inflexiones transtensivas o *releasing bends* (Crowell, 1974, Figura 3.6a). En algunas inflexiones de fallas de desgarre, se producen *duplex* (Dahlstrom, 1970 en Woodcock y Fisher, 1986) horizontales (Figura 3.6e), sin elevación o subsidencia en el plano horizontal (Woodcock y Fisher, 1986). En estos casos, es el plano vertical paralelo a las fallas principales el que sufre distorsión para acomodar la deformación. A veces esta deformación puede estar absorbida por fallas cercanas. Estos autores afirman que en la naturaleza son más comunes los *duplex* con *push-up* o *pull-apart*.

La generación de zonas transtensivas o transpresivas depende del tipo de inflexión o escalón. Para que se produzca una zona transtensiva en una falla de desgarre dextral la inflexión tiene que ser hacia la derecha, y en la geometría en echelon el escalón tiene que ser también derecho (Figura 3.6a). Las zonas transpresivas se producen en zonas donde el sentido de movimiento y la dirección de la inflexión o del *step over* es contrario, por ejemplo, en una falla de desgarre sinistral, el escalón o la inflexión tienen que ser derechos (Figura 3.6a).

Crowell (1974) define las cuencas *pull-apart* como unas depresiones profundas de forma romboidal, limitadas a ambos lados por dos fallas subparalelas “solapadas” con movimientos de desgarre (que aquí llamaremos fallas principales, FP, Figura 3.7a) y que están conectadas diagonalmente por fallas que tienen movimientos según el buzamiento (fallas normales), que se denominan fallas *transfer* o fallas de transferencia (que llamaremos en este estudio fallas secundarias, FS, Figura 3.7a). Las estructuras de *push up* tienen una geometría semejante a las cuencas *pull-apart*, pero las fallas con movimientos según el buzamiento que conectan las fallas principales son fallas inversas (Figura 3.7b).

La geometría de la sección vertical transversal a la inflexión de la falla en las zonas transpresivas y transtensivas dan formas que se han denominado estructuras “en flor” (Wilcox *et al*, 1973). En un corte transversal en una zona de *pull-apart* lo que se encuentra es una estructura de tulipán o de flor negativa (Figura 3.7b.1), es decir, un graben de fallas que conectan en profundidad. En corte transversal de un *push-up* se ven estructuras de flor positiva (Figura 3.7b.2), es decir, un horst cuyas fallas limítrofes se unen en profundidad (Harding, 1985). Las fallas de estas estructuras son las fallas secundarias que conectan las fallas principales entre sí y tienen forma helicoidal (Sylvester, 1988; Figura 3.7c)

Existen numerosos estudios sobre la geometría de cuencas *pull-apart* y estructuras de *pop-up* basados en interpretaciones geológicas. Entre estos se encuentran,

por ejemplo, estructuras asociadas a desgarres en Nueva Zelanda (Kingma, 1958; Freund, 1971; Cowan y McGlone, 1991; Wood *et al*, 1994); California (Burchfiel y Stewart, 1966; Crowell, 1974); Mar Muerto (Eyal *et al*, 1986; ten Brink y Ben-Avraham, 1989), y China (Burchfiel *et al*, 1991). Estas estructuras varían desde formas de huso alargadas, hasta unas formas romboidales, pasando por geometrías intermedias y tienen dimensiones muy variadas (Figura 3.8). Varios autores han explicado las diferentes geometrías como estadios distintos en la evolución de la formación de la cuenca (Mann *et al*, 1983, Aydin y Nur, 1982).

Las distintas geometrías en la formación de una cuenca pull-apart de Mann *et al* (1983) vienen representadas por las siguientes etapas (Figuras 3.8 y 3.9a):

- Nucleación o la fase inicial: La geometría en este estadio describe una continuidad entre las dos trazas de la falla principal, que están unidas por un segmento oblicuo a ellas que suele tener de 15° a 40° de ángulo con respecto a las trazas principales y una separación, también, variable. En general, no hay solapamiento de las fallas principales y la forma general de la cuenca es de huso. La expresión topográfica de estas cuencas es, en general, muy pequeña. La cuenca de Clonard, Haití (Figura 3.8a), es un ejemplo de este tipo de cuencas (Mann *et al*, 1983).
- Cuencas jóvenes con forma de huso (forma de S, *Lazy S* o de Z, *Lazy Z*, dependiendo de si son sinestrales o dextrales): en esta etapa existe solapamiento de las fallas principales. En este tipo de cuencas no parece haber una falla oblicua que atravesase la cuenca por el medio, conectando los dos extremos de las fallas principales, sino que las fallas oblicuas están generalmente a ángulos de 35 a 50° respecto a la dirección principal de la falla y son fallas normales que definen ambos lados de la cuenca. Suelen presentar una topografía pronunciada. El relieve tan elevado da lugar a depósitos de abanicos aluviales localizados a lo largo de los escarpes de falla a ambos lados de cuenca. La cuenca de Hamner Springs, falla de Hope, Nueva Zelanda (Wood *et al*, 1994; Figura 3.8b), es un ejemplo de este tipo de cuencas (Mann *et al*, 1983).
- Madurez de la cuenca pull-apart o cuencas romboidales: se forman a partir de un alargamiento de las cuencas de tipo S o Z, según incrementa el desplazamiento de la falla principal. Los patrones estructurales comunes suelen ser fallas con un gran solapamiento y que no suelen tener escarpes prominentes a lo largo de los bordes de la cuenca. Suelen tener depocentros en los extremos distales de la cuenca separados por un abombamiento suave y estos depocentros suelen ser aproximadamente circulares y pueden estar limitados por las fallas. A veces, hay depocentros que se sitúan de forma diagonal a lo largo de la cuenca. La cuenca de Cuenca de Cariaco, entre las fallas de Morón y El Pilar, Venezuela (Figura 3.8c), es un ejemplo de este tipo de cuencas (Mann *et al*, 1983).
- Desarrollos extremos de las cuencas pull-apart (ultimo estadio): la geometría de estas cuencas presenta un alargamiento ilimitado de las cuencas, convirtiéndose en zonas muy estrechas y muy alargadas, de manera que el solapamiento de las fallas principales excede en un factor de 10 a la anchura de la cuenca pull-apart. El caso único de este tipo de cuencas, el surco del Caimán (Mann *et al*, 1983; Figura 3.8d), muestra una extensión de suelo oceánico en el centro y la topografía superficial es prácticamente igual a la de una dorsal oceánica, excepto por la gran profundidad del basamento y la gran profundidad de la topografía (5 km).

Estas dos últimas etapas han sido interpretadas por otros autores, no como cuencas *pull-apart*, sino como áreas de extensionales asociadas a fallas de desgarre (*transform-normal* extensión; Ben-Avraham y Zoback, 1992). Así, cuencas asociadas al Mar Negro y la falla de El Pilar se interpretan como limitadas por la una falla principal de desgarre y una falla normal subparalela, de forma que el movimiento de desgarre y el movimiento normal se dan simultáneamente.

El modelo de coalescencia de cuencas *pull-apart* de Aydin y Nur (1982) se basa en una recopilación de las relaciones entre longitud y anchura en 70 estructuras de *pull-apart* y *push-up* (Figura 3.9b). Estos autores obtienen una relación lineal entre estos dos parámetros Longitud/anchura de 3,2. Esto indica que estas estructuras se ensanchan y a la vez que se alargan debido al incremento de desplazamiento en la falla principal. Por tanto, para poder mantener esta relación, las cuencas a la vez que alargarse por el desplazamiento de la falla principal se ensanchan por un proceso de coalescencia. Otra forma de interpretar la constancia en relación de 3,2 de Aydin y Nur (1983) es que esta es la relación de la geometría de cuencas activas, y que las cuencas más viejas, con relaciones de longitud/anchura más altas, tienden a ser destruidas en los ambientes de *strike-slip* cambiantes (Mann *et al*, 1983). Así, una nueva fase de movimiento de desgarre produce la nueva generación de cuencas *pull-apart*, y la generación de *pull-apart* previa se oblitera.

Además de los estudios geológicos empíricos de casos reales de cuencas *pull-apart*, existen gran numero de estudios teóricos sobre las geometrías de cuencas *pull-apart* y estructuras *push-up*. Estos estudios han corroborado que el mecanismo generador de las estas estructuras es la propia cinemática de la falla de desgarre, además de proporcionar estimaciones cuantitativas sobre algunos parámetros geométricos, tales como cantidad de subsidencia y elevación de las estructuras, cantidad de desplazamiento horizontal, dirección y tipo de fracturación secundaria. Además estos estudios han revelado nuevos aspectos sobre la relación entre la evolución y las geometrías iniciales de cuencas respecto a la geometría final. Los estudios matemáticos sobre las geometrías de estas estructuras transtensivas y transpresivas en escalones de falla han sido realizados por Segall y Pollard (1980) y Rodgers (1980), basándose en la teoría de la elasticidad. A estos estudios, se suman experimentos de laboratorio semejantes a los descritos anteriormente en este apartado pero en los que se ha impuesto un escalón o una inflexión al plano de falla (Hempton y Neher, 1986; McClay y Dooley, 1995; Dooley y McClay 1997; Rahe, *et al*, 1998; Dooley, *et al*, 1999).

Segall y Pollard (1980) analizan la distribución de esfuerzos alrededor de los extremos de dos fallas principales paralelas cuando se les aplican esfuerzos regionales. Estos autores estudian la separación (Figuras 3.10a y 3.10b) máxima a la cual tienen que estar estas fallas para que interaccionen entre sí. En uno de sus análisis, Segall y Pollard (1980) establecen, por ejemplo, el caso en el que el campo de esfuerzos general o regional esta a 60° de la dirección de dos grietas separadas una distancia determinada y sin solapar (el solape es la distancia a lo largo de la falla que coincide con su paralela, Figuras 3.10a y 3.10b). La interacción entre las fallas empieza a no ser relevante cuando estas están separadas más de 2-3 veces la profundidad de la grieta. El patrón de esfuerzos y la fracturación secundaria coincide con el tipo de fracturación descrito en zonas de transpresión y transtensión asociadas a fallas de desgarre (Figura 3.6).

En sus estudios sobre fallas de desgarre, Rodgers (1980), también, simula el tipo de deformación a que están sometidas las zonas que rodean la terminación de dos fallas

en echelon (Figura 3.11a). Este autor, además, determina que la cantidad de subsidencia y el desarrollo de fracturación secundaria en un área transtensiva, depende de la cantidad de solape y de la separación entre las fallas principales (Figura 3.11b). Otros dos aspectos muy interesantes se pueden extraer de este estudio. En primer lugar, la subsidencia de la cuenca alcanza un 15 a 20% del desplazamiento horizontal al que se someten las fallas principales en este análisis (siempre que no se excedan las propiedades elásticas del material). En segundo lugar, los ejes de la parte más profunda de la cuenca se encuentran en la línea que une los extremos de las fallas principales, generándose dos depocentros en los casos de máximo solape.

Los modelos analógicos de laboratorio para simular la nucleación y evolución de estructuras asociadas inflexiones de traza de fallas de desgarre, se han realizado tanto con materiales arcillosos (Hempton y Neher, 1986) como con arena (McClay y Dooley, 1995; Dooley y McClay, 1997; Rahe *et al*, 1998; Dooley *et al*, 1999). Hempton y Neher (1986) realizan un modelo de cuenca *pull-apart* en una falla de desgarre sinistral que sigue los patrones de Rodgers (1980), desde una cuenca sin solape hasta un solape dos veces mayor que la separación entre fallas principales. La fracturación secundaria se extiende incluso por la zona exterior al solape con fallas Riedel y Riedel antitéticas que rotan según progresa el desplazamiento en la falla principal, hasta adquirir una dirección más paralela con los planos P (Figura 3.12a). Hempton y Neher (1986) concluyen que la subsidencia en el área transtensiva incrementa de forma linear con el desplazamiento de la fallas principales según la relación (Figura 3.12):

$$P = 36D - 1,4 \quad (27)$$

donde P es la profundidad de cuenca *pull-apart* y D es el desplazamiento horizontal de las fallas principales.

Los modelos analógicos de cuencas *pull-apart* con arena añaden el factor de la sedimentación a los estudios de evolución de las cuencas. Con sucesivas capas de arena depositadas despues de cada etapa de deformación de las estructuras, estos autores son capaces de estudiar, no solo las geometrías en planta sino, también, la estructura en profundidad, expresada mediante la deformación de las capas de arena en una sección vertical. McClay y Dooley (1995), Dooley y McClay (1997) y Dooley *et al* (1999) realizan experimentos tanto en un ambiente transtensivo como transpresivo para distintos ángulos de inflexión de la traza de falla, de 30 a 150° (el primero representa *underlap* y el ultimo solape). En la Figura 3.13 se muestra el experimento de Dooley y McClay (1997) de evolución de una cuenca *pull-apart*, en el que la inflexión de la falla principal es de 30°. En la Figura 3.14 una estructura *push-up* con un ángulo de inflexión de 90° de Dooley *et al*, 1999). La sección transversal de la cuenca muestra claramente la complejidad de la estructura en los sedimentos que la rellenan.

Las conclusiones más interesantes para este estudio de los experimentos de Dooley y McClay 1997; Dooley *et al*, 1999, y que difieren de otros estudios anteriores son las siguientes:

- Las fallas que limitan la cuenca tienen desplazamiento puramente normal en su parte central y de desgarre en los extremos que conectan con la falla principal.
- Un sistema de fallas atraviesa el centro cuenca y conecta los extremos de la fallas principales (*cross-basin faults*).
- La sección vertical transversal a la cuenca es simétrica en el centro y asimétrica en los extremos, cerca de las fallas principales.

- Las cuencas con inflexiones de 30° tienen formas de huso; con 90° tienen formas romboidales cortas; y con 150° tienen formas de graben rectangular (*box-like graben*) con bordes muy angulosos.
- Las estructuras de *pop-up* tienen formas que varían desde rombos de ángulos muy marcados a rombos de vértices redondeados.
- En las estructuras de *pop-up*, según progresa el desplazamiento en las fallas principales, la amplitud del rombo aumenta.
- La superficie del *pop-up* esta atravesada por fallas sintéticas y antitéticas a la dirección principal y en sección vertical la elevación es asimétrica en los márgenes del *pop-up*.

Este estudio muestra, por tanto, que la forma de la estructura depende más de la geometría de la inflexión inicial de la traza que de su estado evolutivo, a diferencia de lo que propone el modelo evolutivo de Mann *et al* (1983).

Con sus modelos analógicos, Rahe *et al* (1998; Figura 3.15) analizan la influencia de distintos movimientos relativos de los bloques ambos lados de la falla principal, en la geometría de la cuenca. Se producen, así patrones de fractura asimétricos en las fallas secundarias en el centro de la cuenca (los extremos siempre tiene geometrías asimétricas) cuando los bloques a ambos lados de la falla tienen velocidades relativas distintas. Estos autores sugieren, además, que las fallas que cruzan la cuenca (*cross-basin faults*; Figura 3.15) adquieren un papel cada vez más dominante en las etapas de madurez de la cuenca hasta el punto que la actividad en las fallas marginales se oblitera, y la cuenca pasa a ser inactiva. Zhang *et al* (1989) muestran ejemplos de rotura superficial de terremotos históricos que confirmarn la extinción de cuencas *pull-apart*.

### 3.2.4. Sedimentación en cuencas *pull-apart*

El tipo de sedimentación junto con la intensa deformación de los sedimentos (estructuras en flor), son, también, características distintiva de las cuencas *pull-apart*. Se suelen dar velocidades de sedimentación altas y cambios de facies abruptos, que representan la sedimentación sintectónica con presencia de facies de brecha de margen de la falla, facies de abanicos aluviales cercanos y detritus de talud (Miall, 1984). También se dan facies conglomeráticas de ríos *braided* y meandriforme si el tamaño de la cuenca lo permite. Los sedimentos tienen un espesor muy grande en la zona de *onlapping* relativa al área de extensión de la cuenca y esto se debe a la migración tan rápida del depocentro de la cuenca por la deposición sintectónica y el movimiento de desgarre (Mann *et al*, 1983).

Las facies más comunes en abanicos aluviales en general según Rust y Koster (1984) son las Gm, Gms, Gt y Gp (Miall, 1978; Rust, 1978). En cantidades minoritarias se pueden encontrar facies Sh, St, Sp, Fm, Fl y P (Miall, 1978; Rust 1978), sobretudo cuando los abanicos aluviales son de gran extensión y pueden formar facies más distales. La composición de estas facies se presenta en la Tabla 3.1. La posición de las distintas facies dentro del abanico se muestra en la Figura 3.16.

Tabla 3.1. Facies típicas de abanicos y depósitos braided (Tabla modificada de Rust y Koster, 1984)

Facies Mayoritarias	
<b>Gm</b>	Conglomerado grano-sostenido, generalmente imbricado con estratificación horizontal poco definida.
<b>Gms</b>	Conglomerado limoso y arcilloso, matriz-sostenido, sin imbricación ni estratificación interna.
<b>Gt</b>	Conglomerado grano-sostenido y con estratificación cruzada tipo through.
<b>Gp a Sp</b>	Conglomerado con estratificación planar, transicional entre conglomerado grano-sostenido y matriz-sostenido ( <b>Gp</b> ), a arena ( <b>Sp</b> ).
Facies minoritarias	
<b>Sh</b>	Arena con estratificación horizontal
<b>St</b>	Arena con estratificación cruzada tipo through.
<b>Sp</b>	Arena estratificación cruzada planar.
<b>Fm</b>	Arcilla a arcilla con arena fina masivos
<b>Fl</b>	Arena muy fina, limo o arcilla con laminación horizontal o cruzada.
<b>P</b>	Carbonato concrecional pedogénico.

En la fase de *Lazy S*, Mann *et al* (1983) indican que el depocentro migra en dirección opuesta al movimiento de desgarre de la cuenca. Los abanicos aluviales son desplazados de forma horizontal según se mueven las fallas principales. El basculamiento del suelo de la cuenca da lugar a la segmentación de los abanicos y a gradientes distintos de los abanicos en un extremo de la cuenca u otro. Los depósitos proximales de abanico dan paso a facies más distales de arenas y arcillas, que no parecen estar afectadas por el fallamiento. En el estado de madurez, sin embargo, la subsidencia entre las dos fallas principales es generalmente mayor que la velocidad de sedimentación, y, por tanto, se crean depósitos marinos y lacustres muy profundos, normalmente controlados por fallas. El control que ejercen las fallas sobre la sedimentación es mucho más evidente en las fallas principales donde los gradientes pendientes son mayores, mientras que las fallas que delimitan los extremos romboidales (fallas secundarias) no suelen controlar la deposición de los sedimentos.

McLaughlin y Nilsen (1982) estudian el relleno sedimentario de cuencas pull-apart asociadas a la falla de Maacama (sistema de fallas de desgarre de San Andrés, California). Las dimensiones de las cuencas asociadas a la falla de Maacama son menores a 8 km de longitud y 2 km de anchura. Estas cuencas *pull-apart* tienen facies sedimentarias que varían desde brechas de debris-flow a ríos meandriformes. Los bloques diagrama de la cuenca de Little Sulphur Creek son representativos de las cuencas de *strike-slip* continentales y se presentan en Figura 3.17.

### 3.2.5. Expresión topográfica de las fallas de desgarre

Según Allen (1965, en Sylvester, 1988) las características geográficas principales de las fallas strike-slip son una linealidad topográfica muy clara con una geomorfología de tipo rift muy estrecho que no suele superar los 10 km de ancho. Las trazas rectilíneas de fallas de desgarre presentan elementos geomorfológicos tales como (Keller, 1986; Figura 3.18): valles lineales, cursos de ríos desplazados, hombreras

(*bench* o bloques de topografía plana entre fallas); *sag ponds* (pequeños lagos asociados a bloqueos del drenaje por movimiento de la falla); *shutter ridges* (cuando interfluvio y valles se enfrentan a ambos lados de la falla debido al desplazamiento). A ambos lados de este largo y estrecho *rift* las zonas de elevación adyacentes se encuentran normalmente al mismo nivel, ningún lado es más elevado que el otro. Dentro de la zona de deslizamiento o zona de desgarre, se encuentran bloques alargados o “astillas” de terreno, que se hundan o elevan, rotan o basculan según estén sufriendo compresión o transtensión.

A lo largo de este elemento topográfico lineal de tipo *rift* o tipo surco se incluyen, también, las estructuras locales relacionadas inflexiones compresivas y extensivas. Las cuencas *pull-apart* y las estructuras de *push-up* se distinguen, generalmente como áreas algo mas ensanchadas del surco en las que la topografía está hundida o elevada respecto a la zona circundante. Las formas de estas elevaciones o hundimientos suelen ser ovaladas, en huso o romboidales. Los *push-up* se han denominado, también, desde su aspecto topográfico como crestas de presión (*pressure ridges*).

La expresión topográfica de fallas de desgarre dependen en gran medida de su tasa de deslizamiento. Así, la Figura 3.18 muestra unos ejemplos de fallas de desgarre de Nueva Zelanda en áreas de clima similar y, en las que por tanto, las diferencias de expresión topográfica dependen principalmente de su actividad tectónica. Las fallas representadas son la falla Hope (Isla Sur) con unas tasas de deslizamiento de 20 mm/año (Cowan y McGlone, 1991), la falla de Wairarapa (Isla Norte) con unas tasas de 7 mm/año (Van Dissen y Berryman, 1996) y la de Carterton (Wairarapa) de máximo 2 mm/año. La comparación de estos ejemplos muestra que la expresión geomorfológica de la actividad de una falla de desgarre es poco apreciable para fallas de tasa de deslizamiento menores a 2 mm/año. La linealidad de la falla de Carterton es muy clara, pero aspectos morfológicos de la componente de desgarre apenas se aprecian.

### 3.3. EL CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA

En el contexto geológico de la FAP hay varios aspectos que son fundamentales para este estudio, y sobre los que se ha una revisión bibliográfica:

- Para entender cual es el potencial sísmico de la FAP y entender su historia cinemática (capítulo 4) es importante conocer el **contexto actual de tectónica de placas** en el que se encuentra la falla, así como el **contexto tectónico específico en los alrededores de la falla**. La revisión del contexto actual general de límite de placas ayudará, también, a caracterizar las fuentes sísmicas distintas a FAP, que se usarán en el cálculo de la peligrosidad sísmica en el sector occidental del Macizo Ibérico (capítulo 5).
- Las referencias geológicas que indican la cantidad y edad del movimiento de la falla en sus distintas etapas son principalmente las distintas formaciones geológicas y los elementos geomorfológicos del paisaje. Por lo tanto es importante conocer las características y extensión de las **rocas de basamento, sedimentos terciarios y cuaternarios y las superficies de erosión del paisaje extremeño**.



### 3.3.1. Contexto actual de tectónica de placas: la tectónica alpina.

#### 3.3.1.1. El límite de placas actual

La zona de estudio está ligada al límite entre la placa Africana y la Eurasiática. Se sitúa justo al norte del límite, en la región de menor sismicidad (Figura 1.1 y 3.19). La subducción cretácica de litosfera oceánica finalizó en el Eoceno-Oligoceno dando paso a una colisión continental en el borde sur de la placa Ibérica, que continua hasta la actualidad (Sanz de Galdeano, 1996). Argus *et al* (1989) y Kiratzi y Papazachos (1995) obtienen valores de velocidad relativa de placas de 4 mm/año en Gibraltar, combinando información de anomalías magnéticas marinas y direcciones de los vectores de deslizamiento de terremotos en el contacto de placas. Asimismo, DeMets *et al* (1990 y 1994) obtienen valores de velocidad relativa de placas de 5 mm/año, basándose en anomalías magnéticas del fondo oceánico (modelos NUVEL-1 y NUVEL- 1A). La dirección de movimiento de la placa africana es de  $316^\circ$  en Gibraltar.

El contacto de placas ha sido interpretado con modelos tectónicos diferentes (Figura 3.20). Por ejemplo, Morel y Meghraoui (1996) interpretan el área como una zona traspresiva en la que bloques de dirección NE-SW rotan en sentido horario por la compresión entre las placas sin que se produzca extensión lateral. Para Fonseca y Long (1991) la tectónica del contacto de placas es consecuencia de la tendencia de la microplaca Ibérica a extruir hacia el W para evitar el engrosamiento cortical producido por la colisión de África. Este movimiento que es a su vez confinado por el desplazamiento dextral de la transformante de Azores. Buform *et al* (1995) explican la distribución de los mecanismos focales como resultante de que la Cordillera Béticas y el mar de Alborán forman parte de una cuña de corteza que sufre una expansión E-W debido a la compresión NNW-SSE. La interpretación de algunas estructuras geológicas y sísmicas de las Béticas se han explicado mediante procesos de escape tectónico a distintas escalas dentro de la propia Bética (Sanz de Galdeano, 1996; Martínez-Díaz, 1998) o como un área de deformación distribuida mediante cizalla pura disimétrica (Vegas, 1991).

La complejidad del límite de placas en esta zona da lugar a distintas posturas frente a la localización exacta del contacto entre las placas (Hayward *et al*, 1999). Algunos autores consideran que el contacto se extiende desde la falla Gloria y pasa por el estrecho de Gibraltar (McKenzie, 1972). Otros autores sugieren que el contacto se encuentra en el norte de Marruecos en la zona más meridional del Rif (Buform *et al*, 1988). Finalmente, otros autores (Grimison y Chen, 1986; Westaway 1990; Sartori *et al*, 1994; Tortella *et al*, 1997; Hayward *et al*, 1999) consideran el límite de placas como una banda amplia de deformación distribuida, que se extiende desde el Rif hasta las Béticas. En el banco del Goringe esta banda tiene unos 200 a 390 km de anchura (Hayward *et al*, 1999). Este último modelo explica que no destaque ninguna estructura tectónica individual como contacto de placas.

La dirección de los ejes principales del campo de esfuerzos actual y la trayectoria de los mismos ha sido estudiada por Herraiz *et al* (2000) mediante el análisis poblacional de mecanismos focales de terremotos. La Figura 3.19b muestra que la dirección de la trayectoria del eje de compresión máxima horizontal ( $S_h \text{ max}$ ) es NW-SE en el centro de la Península Ibérica, y se desvía a una dirección N-S en los Pirineos y una dirección WNW-ESE en el SW de Portugal.

### 3.3.1.2. Historia alpina del límite de placas

Aunque las estructuras tectónicas relacionadas con este límite de placas se empiezan a generar desde el Paleoceno (Sanz de Galdeano, 1996), la tectónica alpina comienza mucho antes con una extensión generada por la apertura del Atlántico (Capote *et al*, 2002 en prensa). En este contexto se generan las cuencas mesozoicas (Alvaro *et al*, 1979) y se produce la intrusión de diques como el DAP (Schermerhorn *et al*, 1978; Oyarzun *et al*, 1997; Dunn *et al*, 1998). Hay que tener en cuenta, también, que tanto el registro estratigráfico en las cuencas mesozoicas, como la cuenca del aulacógeno Alvaro *et al*, 1979), que dio lugar a la cadena ibérica, como las dataciones absolutas de las alteraciones hidrotermales en ciertos sectores del Sistema Central (Caballero *et al*, 1992) indican que entre el final del Jurásico superior y el comienzo del Cretácico superior se produjo en el centro de la Península una intensa etapa de actividad tectónica. Esta etapa de actividad tectónica se ha puesto en relación con la creación de la cuenca del Golfo de Gascuña (Le Pichon, 1971; Malod y Mauffret, 1990) y probablemente llevó consigo un proceso de *rifting* y deslizamiento de fallas en forma transcurrente.

A finales del Cretácico (84 Ma) tuvo lugar un cambio fundamental: se crea un nuevo régimen tectónico de carácter compresivo que produce una subducción en el límite de placas entre Eurasia y África. El límite de placas se sitúa en el Golfo de Vizcaya (Srivastava *et al*, 1990a) dando lugar a la generación de la cadena pirenaica. Otros cambios fundamentales del límite de placas se producen a partir de esta fecha pero el contexto tectónico regional sigue siendo compresivo hasta la actualidad.

El reajuste cinemático más significativo durante la fase compresiva del límite de placas se produce a finales del Paleoceno o principio del Eoceno, cuando las litosferas continentales de las placas Eurasática y Africana entran en colisión (Srivastava, *et al*, 1990a y 1990b; Roest y Srivastava, 1991). A partir de este momento se produce la transmisión de los esfuerzos al antepaís ibérico (Capote *et al*, 2002 en prensa), generando grandes estructuras en el interior de la Península Ibérica (por ejemplo, el Sistema Central). Srivastava *et al* (1990a y 1990b) consideran que la placa Ibérica ha funcionado conectada a la placa Eurasiática hasta hace 42 Ma, cuando se produce un nuevo límite de placas en la Azores-Gibraltar-Túnez donde se establece una subducción. Desde 42 a 24 Ma la placa Ibérica parece haber funcionado de una forma independiente hasta los 24 Ma en que se une a la Eurasiática hasta la actualidad.

A partir de 24 Ma, son los eventos en el límite de placas de Azores-Gibraltar los que influyen más en la tectónica del interior de la Península. Esta fase más actual de la cadena Bética (desde el principio del Mioceno Inferior) ha sido denominada como Neo-Alpina por Sanz de Galdeano (1990) y está relacionada con la formación de la cuenca trasarco Argelina-Provenzal. Los procesos principales son: la extrusión de las zonas internas de las Béticas hacia el WSW y la deformación del Subbético (zonas externas) en el Mioceno Inferior (Sanz de Galdeano, 1990); el cese de la subducción en el paso del Mioceno Inferior al Medio; el colapso extensional de la zona central de la cordillera Bética durante el Mioceno Medio (García Dueñas *et al*, 1992); y la rotación de la dirección de compresión de WNW a NNW durante Tortonense (Mioceno Superior) hasta la actualidad (Sanz de Galdeano, 1983; Montenat y Ott D'Estevou, 1996). Esta última fase supone una gran reestructuración durante el Tortonense con deformación por plegamiento de gran radio de las zonas internas (Weijermars, 1987), y la formación de fallas normales y de desgarre (por ejemplo, la elevación de la zona W de Sierra

Nevada, 9-8 Ma, Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991, y las fallas de desgarre de gran longitud en las Béticas orientales y en el Rif, Bousquet, 1979).

#### 3.3.1.4. Deformación alpina en el interior de la Península Ibérica

La tectónica alpina descrita en el interior de la placa Ibérica está relacionada con las deformaciones y discordancias sedimentarias observadas, tanto en las cuencas antepaís: Ebro (Anadón *et al*, 1985) y Guadalquivir (Sanz de Galdeano, 1990), como en las cuencas terciarias interiores (Duero: Portero *et al*, 1982; Capote *et al*, 1990; Santisteban *et al*, 1996b y Tajo/Madrid: Aguirre *et al*, 1976; Calvo *et al*, 1993; De Vicente *et al*, 1996). Adicionalmente, estudios de campos de esfuerzos basados en orientación de estilolitos en formaciones carbonáticas (Alvaro y Capote, 1973; Alvaro, 1975; Manera Bassa, 1981; Capote *et al*, 1982) y análisis poblacional de fallas (Simón Gómez 1984, 1986; De Vicente, 1988; De Vicente *et al*, 1996; Muñoz-Martín y De Vicente, 1996 y 1998) han contribuido a la caracterización de las etapas tectónicas alpinas. La Tabla 3.2 muestra las diferentes fases tectónicas en distintas áreas cercanas a la zona de estudio.

En el Sistema Central se han reconocido tres fases tectónicas distintas (Capote *et al*, 2002 en prensa):

- **La “Etapa Ibérica o Fase Castellana”** (Aguirre *et al*, 1976) sucede durante el Oligoceno–Mioceno Inferior, y presenta una dirección de compresión NE-SW a NNE-SSW.
- **La “Etapa Guadarrama o Fase Neocastellana”** (Capote *et al* 1982; Capote *et al*, 1990) es de edad Mioceno Medio-Superior (intra-Aragoniense) y tiene con una dirección de compresión NW-SE, que produce movimiento inverso de las fallas de dirección NE-SW.
- **La “Etapa Torrelaguna”** (Capote *et al*, 1982; Capote *et al*, 1990) es de edad Mioceno Superior hasta la actualidad y representa una continuación del campo de esfuerzos de la fase anterior pero más débil, con la compresión variando desde NW-SE a N-S

Muñoz-Martín y de Vicente (1998) desarrollan un modelo de estructuración en la región de intersección de la cadena Ibérica y el Sistema Central en dos fases principales: Pirenaica y Bética. Estas fases se asocian a cambios importantes del contexto geotectónico global de la placa Ibérica. Estas dos fases se asocian a tres campos de esfuerzos identificados en la zona. Estos campos de esfuerzos principales son:

- El “campo de esfuerzos Ibérico” (Eoceno–Oligoceno) se genera por la colisión entre Eurasia e Iberia.
- El “campo de esfuerzos Guadarrama” (Mioceno medio hasta la actualidad) está relacionado con la compresión en el límite SE de la placa Ibérica.
- El campo de esfuerzos intermedio y local denominado “Altomira” para la (Oligoceno Superior- Mioceno Inferior) corresponde a una etapa intermedia en la que los campos Ibérico y Guadarrama son coexistentes, y genera direcciones de acortamiento horizontal anómalas (E-W).

Tabla 3.2. Distintas fases tectónicas en el interior de la Península Ibérica

	Cuenca del Duero		Sistema Central	Cuenca del Tajo	
	Santisteban et al (1996a)	Portero et al (1982)	Capote et al (1990)	Aguirre et al (1976)	Muñoz y de Vicente (1998)
Cuaternario					
Plioceno	Iberomanchega	Iberomanchega	Torrelaguna	Iberomanchega	
Mioceno	Estaírica II (Neocastellana)		Guadarrama		Guadarrama
	Estaírica I	Neocastellana (Estairica I)		Neocastellana (Estairica I)	
	Sávica		Ibérica	Castellana	Ibérico
Oligoceno	Pirenaica				
Eoceno	Pre-pirenaica	---			
Paleoceno	Neolarámica				
Cretácico	Larámica	Larámica			

Durante la **estructuración Pirenaica** (“campos de esfuerzos Ibérico y Altomira”; Martín-Muñoz y De Vicente, (1998) se genera la cadena pirenaica, Cadenas Costero-Catalanas, rama aragonesa de la Cadena Ibérica y en menor medida la rama castellana de la cadena Ibérica y el Sistema Central. Como Muñoz-Martín y De Vicente (1998) señalan, a pesar de que la deformación durante este período alcanzó latitudes tan meridionales como la llanura Manchega (Vegas y Rincón, 1995) en el Este, en la zona del Sistema Central y los Montes de Toledo no se ha encontrado deformación relacionada con esta etapa (Martín y De Vicente, 1995; De Vicente *et al*, 1996).

En el Oeste peninsular la cadena pirenaica está representada por la Cordillera Cantábrica. La formación de esta cadena ha sido explicada por Santanch (1994) y Alonso *et al* (1996). Esta cordillera está asociada a un cabalgamiento a escala cortical vergente hacia sur (Santanach, 1994), que tiene la cuenca del Duero como cuenca de antepaís (Alonso *et al*, 1996). “La transferencia de los esfuerzos hacia el interior de la Península se propaga desde el norte dando lugar a deformación pre-Eoceno superior en el prisma de acreción; durante el Eoceno superior en la cuenca de Oviedo y se habría prolongado probablemente hasta el Mioceno en el borde de la cuenca del Duero” (Santanach, 1994: p.66).

Durante la **estructuración Bética** (“campo de esfuerzos Guadarrama” de Martín-Muñoz y De Vicente, 1998) en el límite SE de la placa Ibérica se está produciendo la extrusión de las zonas internas hacia el WSW (Sanz de Galdeano, 1990) y procesos de apertura del Golfo de Valencia (Vegas, 1992). Se deforma el área prebética (Sanz de Galdeano, 1990) y se producen los grandes relieves de Sierra Nevada (Tortonense, 8-9 Ma), así como las grandes zonas de cizalla subverticales de las Béticas orientales (Bousquet, 1979). Se deforma, también, el área del Sistema Central y la rama castellana de la cadena Ibérica (Muñoz-Martín y De Vicente, 1998). En el sector de la Sierra de Guadarrama del Sistema Central, estudios recientes de *fission tracks* muestran que la fase más importante de levantamiento del Sistema Central tiene lugar alrededor de los 10 Ma y continúa en el presente (Sell *et al*, 1995; De Bruijne y Andriessen, 2000).

El modelo de dos fases para la estructuración alpina de Muñoz-Martín y De Vicente (1998) simplifica la idea de diversas fases tectónicas en el interior de la península. En la cuenca del Duero, sin embargo, la mayoría de los autores han combinado la clasificación germánica de las fases tectónicas con las fases definidas en la cuenca del Tajo y Sistema Central (Santisteban *et al*, 1996a; Portero *et al*, 1982; Tabla 3.2).

### 3.3.2. Geología del basamento

El Macizo Hespérico, también denominado por muchos autores Macizo Ibérico, es un fragmento de la cadena Hercínica europea, el de mayor extensión y, posiblemente, variedad. La cadena Hercínica es el resultado de una larga y compleja evolución que culminó con la colisión de dos supercontinentes, el de Gondwana y el de Laurentia y, como consecuencia, los materiales que forman el macizo Hespérico tienen una edad que va desde el Proterozoico hasta el Paleozoico superior. Estos materiales están constituidos por formaciones sedimentarias y metasedimentarias deformadas e intruidas por numerosos y a veces extensos macizos plutónicos, principalmente granitoides.

La complejidad litológica y estructural de esta unidad no ha impedido que desde hace bastantes años se hayan propuesto visiones sintéticas, que han dado lugar a una subdivisión del conjunto en varias zonas paralelas, utilizando criterios estratigráficos, petrológicos y estructurales. La primera división fue propuesta por Lotze en 1945 pero desde entonces se ha ido precisando los límites y las características de estas zonas (por ejemplo Julivert *et al*, 1972; Dallmeyer y Martínez García, 1990; Matte, 1983; Quesada, 1991). En la actualidad, se interpretan estas zonas como terrenos tectonoestratigráficos en el sentido de Coney *et al* (1980) correspondientes a fragmentos litosféricos, desplazados y reunidos unos con otros durante la evolución geodinámica ligada a la subducción y la colisión durante el Paleozoico.

La división más actual en los distintos terrenos del Macizo Hespérico (Quesada, 1991; Figura 3.21) distingue una unidad principal, el Terreno Autóctono Ibérico, y otros terrenos de menor extensión. El **Terreno Autóctono Ibérico** es el más extenso y reúne a las zonas Cantábrica, Asturoccidenta-Leonesa, Centroibérica, y Unidad Parautóctona de la zona de Tras os Montes, definidas por Julivert *et al*, (1972). Corresponde a una litosfera con corteza continental sobre cuyo basamento precámbrico se encuentran potentes series de sedimentos clásticos del Proterozoico superior y paleozoicos. El basamento se interpreta a partir de las rocas granitoides generadas durante el Proterozoico y el Paleozoico inferior, sobre todo en relación con el Ciclo cadómico, que culmina con granitoides que han dado edades hasta el Ordovícico inferior. Los estudios de datación

sobre circones han permitido establecer una edad entre 2.000 y 2.700 Ma para el basamento y una sucesión de eventos de plutonismo que indica que se trata de una parte de Gondwana (Gebauer *et al*, 1989). El Macizo Hespérico formaría parte de una extensa plataforma continental subsidente, en la que ha habido varias etapas tectónicas definidas por la intrusión de granitoides ahora muy deformados y la presencia de discordancias.

El resto de las unidades representan terrenos muy distintos (Quesada, 1991; Figura 3.21):

- El **Terreno Ofiolítico Noroccidental** son láminas cabalgantes de corteza oceánica.
- El **Terreno polimetamórfico Noroccidental** son láminas cabalgantes de corteza continental precámbrica y de arco volcánico perteneciente a una margen activa durante el Paleozoico.
- El **Terreno de Ossa-Morena** está separado del terreno Ibérico por una zona de intensa cizalla (Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba). Este terreno representa una margen continental activa, que dio lugar a un arco magmático. Este terreno chocó con el autóctono Ibérico durante la Orogenia Cadomiense, uniéndose ambos de tal manera que desde ese momento llevan durante el paleozoico una evolución paralela.
- el **Terreno ofiolítico de Acebuches** es una unidad delgada, de no más de 1 kilómetro de anchura, en la que hay una estructura de tipo corteza oceánica que ha interpretado como formada en un ambiente de *back-arc*.
- El **Terreno de Pulo do Lobo** fue probablemente un prisma de acreción.
- El **Terreno Sur-Portugués** es un de margen pasivo con una potente serie terrígena sedimentaria durante el Devónico y con vulcanismo bimodal alcalino durante el Carbonífero.

Todos estos terrenos colisionaron y se soldaron unos a otros durante la Orogenia Hercínica, que culmina durante el Carbonífero inferior y medio, desarrollando cuencas de antepaís donde se formaron extensos depósitos de carbón. En la fase final tardihercínica, dos tipos de fenómenos marcan la evolución del macizo. Por un lado, la formación de una gran cantidad de macizos granitoides, de geoquímica y características petrológicas distintas, derivados de la fusión de la base y niveles medios de la corteza, asociada al ascenso de magmas básicos derivados del manto; por otro, una etapa de gran actividad tectónica en régimen variable, primeramente de tipo extensional, probablemente originada por colapso extensional del orógeno, y después en régimen transcurrente. En esta última etapa se forman cuencas que se rellenan con sedimentos continentales clásticos postorogénicos (Cuencas Pérmicas) y se estructura una red de fracturas de diversa importancia, que determina la separación de bloques y que va a controlar en parte la evolución posterior del macizo, al ser las líneas que controlan la subsidencia mesozoica y una cierta parte de las estructuras en la etapa compresiva alpina posterior.

El área de presente estudio se sitúa en el Terreno Autóctono Ibérico (Quesada, 1991) en la zona Centroibérica de Julivert *et al* (1972; Figura 3.21). Las formaciones litológicas más importantes son: el complejo esquistograuváquico del Precámbrico Superior; pizarras y cuarcitas (entre ellas la Cuarcita Armoricana); cuarcitas, pizarras y areniscas de Silúrico Inferior; areniscas, pizarras, y diabasas del Devónico; y depósitos vulcanosedimentarios, calizas, pizarras y conglomerados del Carbonífero (Santos García

y Casa Ruiz, 1982; Martín Herrero *et al*, 1987a; Soldevila Bartolí, 1992a y 1992b). Existen también grandes importantes batolitos graníticos (Figura 3.21).

El plegamiento hercínico de este sector del Macizo Hespérico es el resultado de la superposición de varias etapas de deformación que en líneas generales comprende (Santos García y Casa Ruiz, 1982; Martín-Herrero *et al*, 1987b; Castro, 1986; Díez Balda *et al*, 1990):

- Pliegues de tendencia cilíndrica, de dirección que varía entre N100° y N90°, y con esquistosidad continua tipo *slaty cleavage* S1. Están generados en la primera fase hercínica y corresponden a las estructuras cartográficas más importantes en toda la región, como son los pliegues de Cañaverál, pliegue de la Sierra de San Pedro y el pliegue de La Codosera-Alburquerque-Puebla de Obando. La esquistosidad continua S1 de esta fase afecta a los sedimentos del Carbonífero inferior del Sinclinal de Cáceres (formaciones de calizas y de lutitas del Namuriense-Westfaliense).
- Pliegues tardihercínicos de dos tipos: Pliegues de dirección N100-120° y plano axial muy tendido (15° al N o al S), a veces con una crenulación S2 (región de Alburquerque) y relacionados con una descompresión o extensión (fase tectónica 2), y pliegues de dirección N10-30° y planos axiales subverticales, con una esquistosidad de crenulación local S3 (fase tectónica 3), que deforma la S1.

La edad de los macizos granitoides es más moderna que la mayoría de las rocas del basamento y pueden variar de unos macizos a otros. La edad que se propone, como consecuencia de dataciones absolutas, para el conjunto de granitoides hercínicos y tardihercínicos oscila entre Carbonífero y Pérmico: ~300 Ma para los granitoides más viejos y ~280 Ma para los más jóvenes. Su génesis se ha asociado con las distintas fases tectónicas. En la región los batolitos más importantes son los granitoides de Cabeza de Araya y de Alburquerque, en la región extremeña, y el batolito granitoide de la Sierra de Gredos (SCE) en la zona al NE de Plasencia.

El macizo de Alburquerque (o Nisa-Alburquerque), constituido por granitos porfídicos de grano medio y grueso, granitos moscovíticos de grano grueso y granitos aplíticos, fue datado por Penha y Arribas (1974) mediante K-Ar, en  $284 \pm 10$  Ma, es decir, Estefaniense o paso al Pérmico. Sin embargo, en la hoja geológica de la serie MAGNA, los autores (Santos García y Casas Ruiz, 1982) citan edades radiométricas de 300 Ma para algunos minerales, tomando en consideración dataciones de Correia Perdigo (1976). Este autor obtiene 290 a 309 Ma para los granitoides de la región de Nisa. Se puede considerar, por lo tanto, una edad entre 309 y 284 Ma para la referencia que representan sus contactos con el encajante.

El granitoide de Cabeza de Araya, formado por dos facies, una de granitos biotítico-moscovíticos con cordierita y otra de microgranitos porfídicos con granate, se clasifica desde el punto de vista estructural entre los granitoides alóctonos, con estructuras planares orientadas de forma concéntrica y probablemente emplazados durante la tercera fase de deformación hercínica (Corretgé *et al*, 1985). Esta deformación a escala de la cadena se data según los autores como intrawestfaliense (anterior al Westfaliense D) o como intrapérmica, y por lo tanto este macizo se considera como sintectónico o tarditectónico. Probablemente su edad se acerca a los 300 Ma (figura 2 de Quesada, 1991, p. 227).

Los granitoides del Sistema Central, al NE de Plasencia, se clasifican como sintectónicos y emplazados durante la fase 3. En el sector del Guadarrama los

granitoides hercínicos más antiguos datados arrojan una edad de  $344 \pm 8$  Ma (adamellitas de Villacastín) mientras que los más modernos, claramente postectónicos, son de alrededor 270-280 Ma (Yenes *et al*, 1996). Nuevamente puede tomarse 300 Ma como una edad media aproximada para estos granitoides.

En el área de estudio, el elemento geológico más importante de la extensión relacionada con el comienzo del ciclo alpino, es el dique básico de Alentejo-Plasencia (DAP) o dique de Messejana. El DAP fue definido por Torre de Assunção (1949) en la región portuguesa del Alentejo y fue más tarde seguido por diferentes autores, tanto en Portugal, hacia el SW (Torre de Assunção, 1951; Torre de Assunção y Correia Perdigo, 1962; Carvalhosa y De Barros, 1965; Teixeira *et al*, 1971) como hacia el NE, en España (García de Figuerola, 1963 y 1965; García de Figuerola *et al*, 1974; García de Figuerola y Carnicero, 1973). El dique ha recibido otros nombres en función de localidades situadas en su traza, tales como Dique de Messejana (Schermerhorn y Stanton, 1969; Schermerhorn *et al*, 1978; Schott *et al*, 1981) o dique de Odemira-Ávila (Arthaud y Matte, 1975).

La edad del dique básico, claramente posterior a los granitoides más tardíos (de 280 Ma), fue establecida por Schermerhorn *et al* (1978), mediante métodos radiométricos Rubidio-Estroncio, en  $168 \pm 5$  Ma (Jurásico medio). Esta datación fue confirmada después por Schott *et al* (1981), mediante paleomagnetismo y potasio-argon (entre 200 y 160 Ma). Se trata, por lo tanto de una estructura de edad mesozoica bien establecida. Nuevas dataciones de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotitas establecen una edad de  $203 \pm 3$  Ma (Dunn *et al*, 1998).

Los contactos litológicos entre los materiales Precámbricos y Paleozoicos se han usado para calcular el desplazamiento total de la FAP. Además, la relación geométrica y cinemática entre la FAP y el DAP han servido para establecer la historia tectónica de la falla.

### 3.3.3. Sedimentos terciarios

Como sólo se conoce un afloramiento fosilífero en sedimentos asociados a la FAP (ciudad de Plasencia, Hernández-Pacheco y Crusafont Pairo, 1960) se ha realizado una recopilación de las características de los sedimentos terciarios de cuencas cercanas a la zona de estudio para datar otros materiales sedimentarios asociados a la FAP, a través de una correlación estratigráfica. Los estudios de la cuenca de Ciudad Rodrigo y SW de la cuenca del Duero han establecido las principales unidades estratigráficas en la zona y por eso explican en detalle. La estratigrafía de otras cuencas cercanas (la cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio, la cuenca de Coria-Galisteo, la cuenca de Zarza la Mayor, Cuenca de Moraleja, los sedimentos de Cañaveral o de Guadalcil y los sedimentos de Plasencia) está basada en las primeras.

Se ha estructurado esta sección según la clasificación estratigráfica de Martín-Serrano (1989) de la Cuenca de Ciudad Rodrigo y del SW de la Cuenca del Duero de Santisteban *et al* (1991). Se ha elegido esta clasificación por que presentan facies similares a las del presente estudio y, porque está enfocada a las superficies de alteración y erosión que han sido utilizadas en este estudio para estudiar los movimientos de la FAP. Esta clasificación se basa en la división tradicional de los sedimentos de las cuencas interiores de la Península en dos grandes etapas sedimentarias: el Paleógeno y el Neógeno. Se describen, entonces, las siguientes unidades sedimentarias principales (Martín-Serrano, 1989): **Unidad Inferior del**



**Paleógeno (o Paleoceno), Unidad Superior del Paleógeno (Eoceno-Oligoceno), series rojas del Neógeno (Mioceno Inferior) y series ocres del Neógeno (Mioceno Medio-Superior).**

En este estudio se ha añadido otra unidad, “la raña”, aunque Martín-Serrano (1989) y Santisteban *et al* (1991) las consideran como la sedimentación final de la series Ocres. Otros autores, que estudian la raña en otras regiones, consideran estos sedimentos como el principio de la etapa posterior a las series ocres. Debido a la controversia respecto a su origen y edad, y la importancia de esta formación estratigráfica para este estudio, se le concede un interés especial.

Santisteban *et al* (1991, 1996a) complementan la clasificación de Martín-Serrano (1989) al establecer una comparación entre esta área y las zonas de Salamanca, Ávila y Segovia, y clasificar las unidades estratigráficas por su relación con la tectónica. Esta nueva clasificación distingue los sedimentos en “complejos tectosedimentarios o TSC”. Las TSC que se dividen a su vez en unidades tectosedimentarias (TSU). En la Cuenca del Duero, Santisteban *et al* (1996a) describen tres TSC: TSCa, TSCb y TSCc. El TSCa (Cretácico Superior a Paleoceno) está compuesto por los sedimentos “preorogénicos”, el TSCb (Eoceno a Oligoceno) por los sedimentos sinorogénicos; y el TSCc (Mioceno hasta la actualidad) por sedimentos posorogénicos (aunque este término no implica falta de actividad tectónica según los autores). La Figura 3.22 muestra la localización de las distintas cuencas terciarias en las cercanías de la FAP y la correlación de estos sedimentos en las distintas cuencas.

#### 3.3.3.1. SW de la cuenca del Duero y cuenca de Ciudad Rodrigo

Los **sedimentos de la Unidad Inferior Paleógena** (Paleoceno, Martín-Serrano, 1989), o series siderolíticas de Santisteban *et al* (1991) son materiales detríticos continentales silíceos de carácter conglomerático a arenisca, con cantos silíceos, fuertemente cementados por sílice y/o óxidos de hierro (Zamora: Martín-Serrano, 1989). Una característica muy distintiva es que estos sedimentos se sitúan sobre un manto de alteración sobre el paleozoico de composición principalmente caolinítica. Las facies de la Unidad Inferior Paleógena varían de muro a techo, donde la cementación pasa de ser muy ferruginosa a principalmente silícea y la cantidad de matriz arcillosa disminuye. Hacia techo aumentan progresivamente el resto de minerales que acompañan al cuarzo y disminuye la caolinita a favor de la esmectita (aunque la proporción de esta última no llega nunca a ser superior). También hacia el techo, aumentan la fracción arenosa de minerales más lábiles (ms, bt y fd) y los fragmentos de roca, y hay una disminución de opacos. Los cantos pasan de angulosos a subredondeados.

Los sedimentos siderolíticos son azoicos, por lo que su datación es todavía una incógnita, aunque se le atribuyen edades de Final del Cretácico al Paleoceno. Jiménez (1972) las considera semejantes a las areniscas de Buçaco en Portugal de edad Preludiense (Cretácico terminal, Teles Antúnes, 1967 en Martín-Serrano, 1989) Dataciones absolutas realizadas sobre las alunitas que hay en las silicificaciones de la parte superior de estas formaciones dan edades de 58 Ma., es decir Thanetiense (Blanco *et al*, 1982).

Desde el punto de vista genético los materiales del Paleoceno son el producto de la demolición y removilización del manto de alteración laterítica producido en clima tropical (mantos hasta de 25-30 m de espesor) a finales del Cretácico que contiene gran proporción de caolinita. La disminución de la caolinita hacia techo del depósito

Paleoceno es debido a que cada vez se erosionan partes menos alteradas de este manto (Martín-Serrano, 1989). La evolución granulométrica a facies más gruesas implica un retroceso de la cabecera de los abanicos hacia zonas más internas del macizo Hespérico (Martín-Serrano, 1989). La evolución es hacia un clima más árido a techo, junto con un área fuente cada vez menos alterada.

Los materiales de la **Unidad Superior Paleógena (Eoceno-Oligoceno)** están compuestos por limos amarillos (Eoceno Inferior y/o Luteciense) y limos, arenas y conglomerados con clastos son cuarzo y micas (Eoceno Superior y Oligoceno) de colores amarillos ocre y verdosos con rasgos de hidromorfismo y concreciones carbonatadas de color blanco (Martín-Serrano, 1989). La petrología y mineralogía muestra una tendencia cada vez más gruesa y heterométrica, más polimíctico, pero con más redondez y con más minerales alterables. Tiene un porcentaje muy elevado de montmorillonita y algo de illita. Existe una esporádica aparición de paligorskita, asociada a carbonatos en el muro de la unidad superior (Luteciense zamorano), así como un aumento de la caolinita (hasta el 24%) y del carbonato a techo. La granulometría, también, aumenta a techo. Cuando estos sedimentos se apoyan sobre el basamento no hay alteritas. En la región salmantina Santisteban *et al* (1991) dividen los materiales del Eoceno-Oligoceno en tres unidades: Unidad Arcósica Inferior, Unidad Arcósica Superior, y Conglomerado de Retortillo.

Esta Unidad ha sido datada por diversos autores que han descrito fósiles de vertebrados, tanto en la cuenca del Duero (Jiménez, 1970 y 1977; Corrochano, 1977; Jiménez *et al*, 1983) y en como en la fosa tectónica del Amblés en el Sistema Central (Garzón Heydt y López Martínez, 1978). Estos yacimientos fosilíferos han permitido datar el conjunto entre el Eoceno Medio y el Oligoceno.

Todo el conjunto de la sedimentación del Eoceno-Oligoceno supone una megasecuencia granocreciente pasando de facies lacustres a ambientes fluviales de cauces estabilizados y drenaje continuo (Martín-Serrano, 1989). La megasecuencia está compuesta por secuencias granodecrecientes separadas por superficies erosivas. Esto se ha asociado al rejuvenecimiento del relieve a finales del Eoceno en la fase Pirenaica (Alonso Gavilán, 1981). Durante la deposición de esta unidad predomina la erosión física y la rapidez de transporte. La serie parece tender hacia el confinamiento y la aridez (Martín-Serrano, 1989). La esmectización indica que se trata de un clima estacional claro (Martín-Serrano, 1989).

Las **series rojas del Neógeno** (Martín-Serrano, 1989) son sedimentos principalmente gruesos, arenas y conglomerados, con clastos de pizarra, lidita, arenisca, de costra ferruginosa, de conglomerado silíceo paleoceno y cantos blandos. Los conglomerados están intercalados con facies más finas de arcillas rojas. La matriz de los conglomerados y arenas es arenosa roja y verdosa con illita-montmorillonita, illita-paligorskita e illita-caolinita (la caolinita la pierde hacia techo) como asociaciones arcillosas. Tiene la misma tendencias mineralógicas que los tramos finipaleógenos (24% K) e inframiocenos (34% K con 37% Illita), más enrojecido y con cementación ferruginosa y carbonatos. Hay cementaciones de óxidos de hierro en zonas cercanas a los bordes cuenca y de carbonato en las más distales. Se ha asignado a esta serie conglomerados de esquisto y pizarras muy rubefactados y clastos de cuarcita muy heterométricos con fuertes inclinaciones adosados a paleorrelieves de las cuencas de Ciudad Rodrigo. Estos conglomerados son facies difíciles de correlacionar por la dispersión de sus afloramientos y su escaso espesor. La facies de borde de cuenca son

más polimícticas y con asociación illita-caolinita predominante (el porcentaje de K es mayor, 50%, por la influencia de la cercanía del área fuente). En Salamanca, Santisteban *et al* (1991), dividen estos materiales en dos unidades: Unidad Roja Inferior y Unidad Roja Superior.

Las series rojas de la cuenca de Ciudad Rodrigo están discordantes sobre el Paleógeno y son azoicas (Martín-Serrano, 1989). Las dataciones se han establecido por semejanza con sedimentos de Benavente, Zamora (Facies de Tierra de Campos, Vindoboniense) y con sedimentos de la cuenca de Plasencia, Cáceres (Facies Plasencia, Vindoboniense Inferior-Medio y Helvetiense).

Desde el punto de vista genético, para Martín-Serrano (1989), las series rojas suponen la culminación de la progresión energética finipaleógena, fosilizan el relieve labrado sobre el zócalo antiguo y el Paleógeno y erosionan al Luteciense zamorano. Hacia techo se pasa de facies de abanico aluvial con corrientes fangosas a abanicos distales con más procesos edáficos. Hay discordancias locales pero una continuidad en la sedimentación. Las sucesiones de series con bases conglomeráticas indica distintos escalonamientos tectónicos. Su alta energía está expresada por la pobreza en estructuras sedimentarias, grandes centiles y muescas de impactos. La desaparición de las series rojas supone un descenso energético y una aridificación climática, (baja % de K y aumenta el de Illita).

La sedimentación de las series rojas se puede asociar a la fase sálica y estaírica de Solé Sabaris (1952), es decir, el principal hundimiento de las cuencas castellanas. Portero *et al* (1982), sin embargo, exponen que la discontinuidad en las facies inferiores conglomeráticas se corresponde más con la fase neocastellana definida por Aguirre *et al* (1976) equivalente a la estaírica. El tránsito a las facies ocreas parece gradual al N del Duero y discordante al S (Martín-Serrano, 1989). En la etapa miocena el eje de máxima subsidencia de la cuenca de Duero está situado próximo al borde septentrional, el relleno y el depocentro progresan hacia el sur durante esta etapa (alto buzamiento de los sedimentos en el borde Cantábrico frente a los del borde del Sistema Central). Las series rojas distales han perdido los rasgos heredados del zócalo, están influidos por el cambio climático en la cuenca y la tectónica que mueve el depocentro de la misma.

Las **series ocreas del Neógeno** son facies detríticas finas con conglomerados sólo en las zonas marginales. Son arcillas limosas y arenas de colores ocre, gris o pardo rojizo con cuarzo, cuarcita y lidita en la fracción arenosa. Tienen cementos carbonáticos locales y nódulos limolíticos. Los elementos más conglomeráticos de estos depósitos están constituidos por clastos de cuarzo y cuarcita, con algo de lidita, pizarra o esquisto. En general tiene un carácter fluvial más o menos distal. Estos depósitos pierden espesor hacia el SW, desde centenares de metros en León y Zamora a desaparecer antes del Duero. En sectores de la Cuenca de Ciudad Rodrigo solo se encuentran de forma local (Mediavilla y Martín-Serrano, 1989; Santisteban *et al*, 1991). La mineralogía de la fracción arcillosa se compone de la asociación illita-esmectita en las facies distales y de illita-caolinita con goethita en las proximales. Esta última asociación mineralogía se debe a la alteración del área fuente de tipo caolinítico que sólo influye en facies proximales (Santisteban *et al*, 1991). Los depósitos ocreos tienen, por un lado, rasgos de un sustrato poco alterado (% alto de illita y fragmentos de roca) y por otro lado rasgos de sustrato fuente alterado (5-25% de caolinita, óxidos de Fe y minerales alterados). Parece que el sustrato fuente contiene mantos con una alteración moderada y, por eso, todavía hay un alto porcentaje de illita. Las series ocreas corresponden con las facies del

Aragoniense Medio-Superior a Vallesiense del Centro de la Cuenca del Duero (Alonso Gavilán *et al*, 1983).

Desde el punto de vista genético, las series ocre presentan un carácter expansivo como consecuencia de la estabilización finineógena. La aparición de montmorillonita asociada a la illita está clara en zonas internas de la cuenca, como mineral neoformado. Mientras que la caolinita permanece constante, la proporción illita-montmorillonita varía, con un aumento de la montmorillonita según nos alejamos del área fuente. La caolinita disminuye hacia el interior, por su carácter heredado. Para Martín-Serrano (1989) no se trata de una reorganización tectónica importante sino de la colmatación de la cuenca: los sedimentos presentan una madurez precoz y los materiales finos se extienden hacia los bordes montañosos. Estas características implican una pluviosidad abundante en las zonas de montaña (caolinita y óxidos de Fe) y un clima más árido en el centro de la cuenca (esmetización).

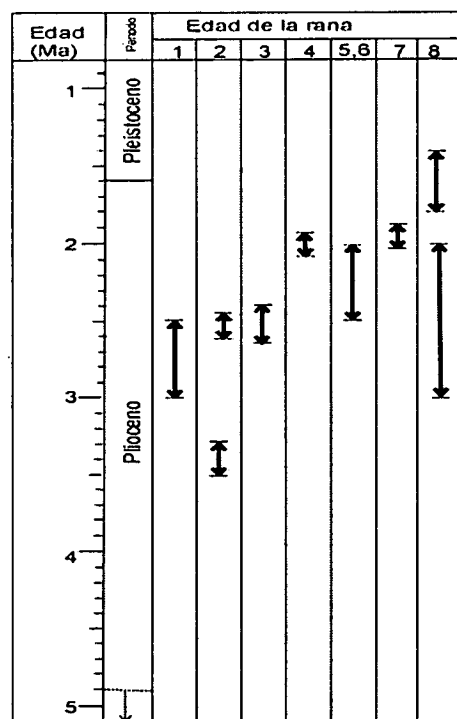
La característica más peculiar del concepto de “raña” es que su definición se basa tanto en aspectos estratigráficos como geomorfológicos (Martín-Serrano, 1989). De hecho, el término “raña” es originario de los Montes de Toledo, donde los habitantes han dado este nombre a extensas planicies situadas encima del nivel del encaje de la red fluvial (Martín-Serrano, 1988). Así, por ejemplo, Molina y Armenteros (1986) definen la raña como altiplanicies cubiertas por un sedimento de cantos de cuarzo y cuarcita con un patina oscura y con una matriz de arcillas rojas. Cabral (1995) considera la raña como una formación sedimentaria continental de carácter detrítico que constituye altas plataformas con forma de rampa o mesetas aisladas con un pendiente muy suave inferior al 2%. Estas superficies siempre se sitúan en el nivel topográfico superior a las primeras terrazas de la red de drenaje fluvial por que se las ha considerado representantes de la transición del **Plioceno** al Cuaternario.

Respecto a su composición, Martín-Serrano y Molina (1989) definen la formación de raña en la región de Extremadura como “cantos, raramente, bloques de cuarcitas y areniscas redondeados y con matriz arcillosa y arenosa ocre, apoyados sobre un sustrato alterado”. Un aspecto muy distintivo de la raña es la presencia de una alteración importante con una evolución pedogénica de suelos rojizos que afectan a la fracción fina del sedimento donde predomina la illita y la caolinita. El mal drenaje y el carácter ácido de la raña dan lugar a dos comportamientos geoquímicos: a techo se producen costras de FeO, es decir, corteza negra de cantos y alto porcentaje FeO; y en la base un lavado de Sílice y FeO, dando una corteza de arenización de cantos, tonos blancos y amarillos (Molina *et al*, 1985). Esta alteración tan intensa ha modificado tanto el sedimento que desaparece la estructuración fluvial (tipo *braided*) en algunos casos (como en Montes de Toledo, Molina, com. per.) La caolinita es parcialmente heredada (Cabral, 1995). Los sedimentos groseros, muestran rubefacción y arenización. Se superponen fenómenos de hidromorfismo con lixiviación y circulación lateral y desarrollo de encostramientos ferruginosos (Martín-Serrano y Molina, 1989; Pimentel y Azevedo, 1993).

La raña es azoica por lo que su datación es incierta (Mioceno a Cuaternario). Cabral (1995) recopila las principales hipótesis por las que se le asignan distintas edades a la raña (Tabla 3.3). Las dataciones se basan en criterios estratigráficos, geomorfológicos y genéticos. Desde un punto de vista estratigráfico Azevedo (1993) y Pimentel y Azevedo (1993) atribuyen una edad de 1,9 a 1,6 Ma (Villafranquense) por la posición relativa a estratos con artefactos pre-achelienses. Desde el punto de vista

geomorfológico existen dos tendencias principales sobre la posición de la raña en el contexto geomorfológico del paisaje que, también, implican distinta edad de la raña: Mioceno al Plioceno (Martín-Serrano, 1989, 1991a y 1991b) o Pliocena a Pleistoceno Superior (Molina 1975; Pérez-González y Gallardo, 1987; Gallardo *et al*, 1987). Estos aspectos geomorfológicos, que ponen en cuestión el carácter isócrono de la raña se explican con más detalle en el apartado 3.3.5.

Tabla 3.3. Edades asignadas a los depósitos de raña en España y en la zona de Portugal cercana a la FAP (modificada de Cabral, 1995).



1 a 7 son edades asignadas a la raña en territorio español por distintos autores (véase Cabral 1995) y 8 es la edad asignada por Cabral (1995) tras una recopilación de edades asignadas a la raña en Portugal.

Desde un punto de vista genético existen dos hipótesis que implican distintas interpretaciones de la edad de la raña: un origen tectónico o climático (Martín-Serrano, 1988). El primer modelo supone que la deposición de la raña ha sido favorecida por movimientos tectónicos que producen un basculamiento de la meseta ibérica hacia occidente (Martín-Serrano, 1989; Martín-Serrano y Molina, 1989; Pérez González, *et al*, 1989). Esta interpretación da una edad de la raña coincidente con la fase tectónica Iberomanchega (c. 4 Ma) sugerida por Aguirre *et al* (1976).

El segundo modelo genético (Azevedo, 1982 en Cabral, 1995; Azevedo, 1993) se basa en la asociación de raña con un cambio climático coincidente con el primer periodo pluvial Villafranchiense que es correlativo con el primer periodo glacial finineógeno del hemisferio norte (pretigliano de la palinoestratigrafía del norte de Europa, cerca de 2,4 a 2 Ma). Este cambio climático implicaría una época de gran humedad pre-raña que altera el basamento (gran proporción de caolinita) y un clima más seco durante la deposición de la raña (caolinita en la raña es heredada; Cabral, 1995). Martín-Serrano (1989), sin embargo, asigna un clima con lluvias concentradas, torrenciales, húmedo necesario para la deposición de la raña.

Su espesor, no más de 5-10 m en Extremadura (Martín-Serrano y Molina, 1989) es relativamente pequeño en comparación con áreas más montañosas donde alcanzan los 50 m (denominada raña de piedemonte en Portugal). Cuando estos sedimentos están asociados a fallas pueden alcanzar casi la centena de metros (Cabral, 1995). En algunas ocasiones solo es necesario un relieve pequeño para producir los depósitos de raña (por ejemplo, flujos de gravedad tipo *debris-flow* en áreas proximales, o de *sheet-flood* en áreas distales provenientes de ondulaciones positivas del relieve de gran amplitud en el bajo Alentejo que se ha denominado raña de planicie por Pimentel (1988 en Cabral 1995).

### 3.3.3.2. Cuencas de Moraleja, Coria-Galisteo, Talaván-Torrejón El Rubio, Cañaveral (Guadalcil) y Plasencia

Los sedimentos de la cuenca de Plasencia (Figura 3.22) son principalmente “arcillas más o menos rojizas, arenas, arena arcillosa, y niveles de conglomerados formados por cantos poco o nada cementados, angulosos y con características lenticulares” (Ugidos Meana *et al*, 1987a; p.22). La edad de estos sedimentos se ha asociado al Aragoniense medio (Vindoboniense) por la aparición de *Hispanotherium matritensis* (Hernández Pacheco y Crusafont, 1960). Hernández Pacheco (1960; p266 y 267) describe los depósitos de Plasencia como “Comienza este por una masa de relativa gran homogeneidad.... [en el] conjunto arcilloso se intercalan alargados lentejones de canturreal que no son continuos ni frecuentes. Poco a poco ... la masa arcillosa es sustituida por aluvión cascajoso de elementos pizarrosos muy poco o nada rodados, entremezclados con arena arcillo-arcósica. ... [en] el nivel de arcilla de base a unos 340 m de altitud, aparecieron restos óseos de mamíferos...”.

Martín Herrero *et al* (1987b) y Gómez Amelia (1985) indican la presencia de sedimentos miocenos asociados a los últimos movimientos de la FAP al S de la población de Cañaveral (Figura 3.22), sedimentos de Guadalcil. Describen estos sedimentos como compuestos por arenas fangosas, limos y conglomerados que proceden tanto del sur (Granito de Araya) como de la Sierra de Cuarcitas desde el N y del complejo esquisto grauváquico circundante. Las arenas y fangosos afloran en la carretera a Portezuelo en forma tabular. Los conglomerados de este mismo afloramiento tienen alto porcentaje de cuarcita, mientras que los del corte del tren (al E de la carretera de Cáceres a Plasencia) tienen pizarra predominante. En general, los sedimentos no superan los 70 m de espesor y se encuentran inclinados hacia el S de 10 a 15°.

Los materiales arcósicos de las cuencas de Moraleja, Coria han sido considerados del Mioceno según Pérez-González *et al* (1983), Ugidos Meana *et al* (1987a y 1987b), Bascones *et al* (1987a y 1987b), Bascones Alvira y Martín Herrero (1987a) y Gómez Amelia (1985) por correlación con el yacimiento fosilífero de Plasencia. Estudios posteriores de las cuencas de Moraleja, Coria y Zarza de Granadilla (Cuencas del Alagón según Martín-Serrano *et al*, 1996) clasifican su relleno sedimentario en tres litofacies sin establecer una correlación cronosestratigráfica:

- Arenas con gravas de color blanco-gris y ocre y microconglomerados polimícticos, endurecidos por carbonato y arcillas.
- Arenas limosas verdes, grises y marrones con fangos esmectíticos y arenas con formas canalizadas con concreciones de carbonato y *fish bones*.
- En los bordes de cuenca y asociados con fallas hay arcillas y conglomerados polimícticos rojos.

En la base de los sedimentos de la cuenca de Coria-Galisteo, cerca de la localidad de Torrejuncillo (borde NW de la cuenca, Portero, com. per.; Tsige com. per.) se observa una serie de niveles arcillosos asociados a las arenas arcósicas que descansan directamente sobre el basamento hercínico. El conjunto presenta coloraciones blanquecinas muy contrastadas con las coloraciones gris-verdosas, amarillentas y salmón del resto de los materiales de esta serie. El estudio de los niveles arcillosos de la base (Tsige, com. per.) revela que se trata de paligorskita con solo alguna traza de esméctica. Este nivel es considerado equivalente a la Unidad Arcósica Superior (Portero, com. per.; Tsige com. per.).

Datos relevantes para este estudio son los espesores que Bascones Alvira y Martín Herrero (1987a) y Bascones Alvira *et al* (1987a) describen en la cuenca de Coria. En la zona de Holguera, Torrejuncillo y Río Lobos, estos autores describen espesores máximos de 250 m basados en prospección eléctrica. Esta zona se sitúa al sur del perfil gravimétrico realizado en este estudio. Bascones Alvira y Martín Herrero (1987a) estiman valores espesor de hasta 900 m hacia el NE de la zona anteriormente mencionada, es decir, en la zona donde se ha realizado un perfil gravimétrico en esta tesis (apartado 4.5.2.).

Los sedimentos terciarios de la cuenca de Talaván han sido descritos por Bascones Alvira y Martín Herrero (1987b), Martín Herrero *et al* (1987b) y Gómez Amelia (1985) como arcosas Miocenas. Posteriormente, un estudio más detallado estableció una correlación con los sedimentos de Zamora (Fernández Macarro y Blanco, 1990 y 1991). Este estudio distingue de muro a techo:

- Materiales arcósicos semejantes a la Serie Arcósica de edad Eoceno superior-Oligoceno de Zamora ("una facies arenosa, microconglomerática, con estructuras sedimentarias bien definidas y otra de naturaleza arcillosas, lutítica-arenosa.." en Fernández Macarro y Blanco, 1991; p. 270).
- Materiales de ciclo rojo (Mioceno Inferior).
- Materiales del ciclo Ocre (Mioceno Superior).

En el nivel inferior de las arcosas existe una explotación de paligorskita asociada a este nivel que descansa directamente sobre el basamento. Este nivel es semejante al indicado por Portero (com. per.; Tsige, com. per.) en la cuenca de Coria.

### 3.3.4. Sedimentos cuaternarios

El paso del Plioceno al Pleistoceno en el interior de la Península Ibérica se ha establecido por un cambio de un ambiente endorreico a exorreico (Aguirre, 1989a). Este cambio ocurre de forma definitiva a partir de la fase tectónica Iberomanchega 2 alrededor de 2 MaLa mayoría de los depósitos que se producen en el interior de la Península durante el Cuaternario están representados por depósitos coluviales, abanicos, conos y terrazas fluviales.

La sedimentación cuaternaria tiene muy poca representación en la zona de este estudio y su edad es incierta. Las edades de las terrazas de la zona de este estudio, se basan en las cotas relativas sobre el río actual con respecto a las cotas de terrazas lejanas de edad conocida en otras partes de los ríos principales. Las terrazas fluviales lejanas han sido datadas mediante yacimientos de fósiles y restos arqueológicos (Aguirre, 1989b; Santoja, 1989). La Figura 3.23 muestra la localización y edad de estos hallazgos para las cuencas hidrográficas del Tajo y del Guadiana.

Las terrazas fluviales que cubren el área de estudio pertenecen a las cuencas hidrográficas de los ríos Tajo y Guadiana que están divididas por las Sierras de San Pedro y de Guadalupe (Figura 3.23). Los ríos de la cuenca hidrográfica del Tajo, que están relacionados con la FAP o cercanos a ella, son el propio Tajo y sus tributarios: en la margen derecha se encuentran el río Alagón y su afluente el Jerte y el río Tiétar y, en la margen izquierda, los ríos Salor y Almonte. En la cuenca hidrográfica del Guadiana, los ríos de interés para este estudio son los ríos Gévora y Zapatón y un tributario de este último, la Ribera de Albarragena. Las terrazas fluviales asociadas a estos ríos a con sus alturas respectivas sobre el cauce de estos ríos se representan en la Tablas 3.4, 3.5 y 3.6.

Tabla 3.4. Edad y altitud relativa al cauce de las terrazas fluviales de afluentes del río Tajo cercanos a la FAP.

Río Alagón		Río Jerte <sup>2</sup>		Río Tiétar <sup>3</sup>	
Basamento <sup>2</sup>	Neógeno <sup>1</sup>	Basamento	Neógeno	Basamento	Neógeno
120-PI	80-PM		65-PM	120-PI	70-PM
	60-PM		50-45-PM	70-PM	70-PM
	50-46-PM	45-40-PM/I	40-35-PM	60-55 - PM	60-55 - PM
				50-45- PM	50-45- PM
				45-40- PM	45-40- PM
				40-35-PM	40-34-PM
				35-30 -PM	35-30 -PM
				30-25- PM	30-25- PM
				25-20 -PM	25-20 -PM
		16-12 PM/S	15-10-PS	15-10 -PS	15-10 -PS
		8-6-PS	7-5-PS	7-3 - PS	7-3 - PS
		4-Ho			
		2-Ho			

Plio: Plioceno; P: Pleistoceno; PI: Pleistoceno Inferior; PM: Pleistoceno Medio; PS: Pleistoceno Superior; Ho: Holoceno.<sup>1</sup> Ugidos Meana *et al* (1987b); Ugidos Meana *et al* (1987a); <sup>3</sup> Martín Herrero *et al*, (1987b).

En la mayor parte de la cuenca hidrográfica del Tajo, las terrazas fluviales se desarrollan mejor sobre las cuencas terciarias, siendo muy escasas o nulas las terrazas en zonas de basamento. Algunos autores describen la composición de los sedimentos que forman las terrazas más cercanas a la FAP en Plasencia (río Jerte: Ugidos Meana *et al*. 1987a) y Cañaveral (río Tajo: Martín Herrero *et al*., 1987b) como:

- Terrazas del Pleistoceno Inferior: a) Arcosas y arcillas de 2-3 m de espesor asociadas a una superficie de erosión de cota 420 m (Plasencia) o b) como gravas gruesas cuarcíticas con matriz a 196, 160 y 150 m sobre el nivel del río (Cañaveral).
- Terrazas del Pleistoceno Medio: a) cantos redondeados de cuarzo, esquistos y granitos en una matriz areno-arcillosa; los clastos están bien redondeados y tienen tamaños comprendidos entre 5 y 10 cm (Plasencia): b) gravas cuarcíticas a 80 y 50 m sobre el nivel del río (Cañaveral).



Tabla 3.5. Edad y altitud relativa al cauce de las terrazas del río Tajo cercanos a la FAP.

Río Tajo Cerca de este estudio		Río Tajo <sup>7</sup> Al W de Toledo		Río Tajo Entre Toledo y Aranjuez <sup>8</sup>	
Basamento	Neógeno	Basamento	Neógeno	Basamento	Neógeno
196-PI <sup>4</sup>			160-180-PI?		
160-PI <sup>4</sup>			135-150-PI?		
150-PI <sup>4</sup>			115-125-PI?		90-85-PI 80-75-PI
80-PM <sup>4</sup>	90-PI <sup>6</sup>		90-105-PI?		
65-PM <sup>5,6</sup>	65-PM <sup>6</sup>		72-85 PI		54-50-PM 48-44-PM
50-PM <sup>4</sup>	50-P <sup>5</sup>		50 65-PI		38-35-PM 30-28-PM 20-18-PS 16-14-PS 10-12 -PS 6-8-Ho
	35-P <sup>5</sup>		32- PM		
	20-P <sup>5</sup>		7-12-PS 5-PS		

Plio: Plioceno; P: Pleistoceno; PI: Pleistoceno Inferior; PM: Pleistoceno Medio; PI: Pleistoceno Superior; Ho: Holoceno;<sup>4</sup> Martín Herrero *et al* (1987b);<sup>5</sup> Monteserín López y Pérez Rojas (1987);<sup>6</sup> Edad tomada de Pérez González *et al* (1989);<sup>7</sup> Alférez Delgado (1977);<sup>8</sup> Roquero *et al* (1999)

Tabla 3.6. Edad y altitud relativa al cauce de las terrazas fluviales del río Guadiana y sus afluentes cercanos a la FAP.

Río Gévora <sup>9</sup>		Río Zapatón <sup>9</sup>		Río Guadiana <sup>9</sup>	
Basamento	Neógeno	Basamento	Neógeno	Basamento	Neógeno
					100-Plio? 70-Plio? 65-Plio 60-PI
					45 20-10-PS 10-5
	12-PS 5		12-PS 5		

Plio: Plioceno; P: Pleistoceno; PI: Pleistoceno Inferior; PM: Pleistoceno Medio; PI: Pleistoceno Superior; Ho: Holoceno;<sup>9</sup> Martín-Serrano y Molina (1989)

- Terrazas del Pleistoceno Superior: cantos redondeados de cuarzo, esquistos y granitos en una matriz areno-arcillosa (Plasencia).
- Terrazas holocenas: existe algún aluvial de cantos arena y arcillas con cantos de granitos redondeados y en una matriz areno-arcillosa y una llanura aluvial de cantos redondeados de granito arenas silíceas y arcillas (Plasencia).

En la cuenca hidrográfica del Guadiana, las terrazas de la Ribera de Albarragena (Hoja topográfica escala 1:50.000, 727: Albuquerque) se sitúan sobre la FAP. La Ribera de Albarragena es un tributario del Río Zapatón que a su vez desemboca en el Gévora y éste en el Guadiana. La confluencia de los ríos Gévora y Zapatón tiene un sistema de terrazas fluviales bien desarrollado donde hay dos niveles principales a +5 y +12 m, constituidos por conglomerados de cuarcita con matriz areno-arcillosa rojiza y limos a techo (Martín Serrano y Molina, 1989). No se han encontrado referencias bibliográficas que indiquen la edad de las terrazas.

No existen estudios composicionales detallados de terrazas del área de estudio de esta tesis. Los estudios más cercanos son los de las terrazas del río Tera en del Duero Martín Serrano (1989) y las terrazas del río Tajo entre el de Toledo y Aranjuez (Alfárez Delgado, 1977; Roquero *et al*, 1997 y 1999). Martín Serrano (1989) afirma de la distinción entre la raña y las primeras terrazas fluviales desde el punto de vista composicional es pequeña. Por ejemplo, en el Tera la terraza alta no se distingue prácticamente de depósitos de la raña mas que en su posición morfológica (topográficamente inferior). La diferenciación aparece en terrazas más bajas, en las que la asociación illita-caolinita varía progresivamente, aumentando la illita en detrimento de la caolinita, y más generalizado un aumento de la clorita y decrecimiento de la vermiculita interestratificados y caolinita. Los suelos pasan de ultisoles en las más altas a suelos lavados fersialíticos más o menos hidromorfos en las terrazas intermedias y a suelos pardos lavados en las más jóvenes. Estas características, sin embargo, no son homogéneas en las terrazas de los distintos ríos sino que la mineralogía está muy influenciada por el tipo de área madre y al lejanía a la misma.

Los estudios de Alfárez Delgado (1977) y Roquero *et al* (1997y 1999) se han centrado en la composición de los depósitos de las terrazas del Tajo y en las características de los suelos. Algunas de las terrazas de estos estudios han sido datadas por presencia de fósiles y restos arqueológicos. Así, se han podido establecer pautas progresivas de meteorización de las terrazas según su edad.

Los depósitos coluviales se desarrollan con grandes pendientes y espesores pequeños (2 a 10 m) entorno a los relieves de cuarcita y con menos de 1 km de anchura (Martín Serrano y Molina, 1989). Se componen de bloques y cantos de cuarcita, esquistos y pizarra semialterada, muy heterométricos y angulares en una matriz limo-arenosa de color amarillento o rojizo. Se articulan con los fondos de valle, terrazas o raña mediante glacis de vertiente de pendiente cóncava (Martín Serrano y Molina, 1989).

### **3.3.5. Evolución geomorfológica de la meseta extremeña y su relación con los movimientos tectónicos terciarios y cuaternarios**

La tectónica alpina ha configurado la distribución de áreas deprimidas y elevadas actuales en el Macizo Hespérico. La intensidad de los movimientos tectónicos y el valor de los desplazamientos en la vertical han determinado el grado de modificación del relieve. La FAP atraviesa el Macizo Hespérico deformando superficies de erosión anteriores a los movimientos de la falla y generando pequeñas cuencas terciarias. Debido a esta estrecha relación entre la tectónica alpina y la configuración del relieve, se ha considerado relevante para el estudio de la tectónica de la FAP (entre la ciudad de Plasencia y la frontera portuguesa), la revisión de los modelos de evolución geomorfológica del relieve de la meseta extremeña. El conocimiento de la evolución del

relieve no sólo contribuye a establecer la edad de distintos elementos geomorfológicos antiguos deformados por la falla (y, así, evaluar tasas de movimiento vertical de la misma), sino que, también, ayuda a establecer el papel generador de relieve de la FAP.

Como este estudio se centra en la parte de la FAP que cruza la meseta extremeña, se ha considerado más apropiado utilizar los modelos de superficies de erosión desarrollados en esta zona o zonas semejantes (cuencas de Ciudad Rodrigo, Duero, y Tajo, Montes de Toledo). La identificación de las superficies de erosión, está basada en las características del manto de alteración con el que están asociadas y en las relaciones estratigráficas con los sedimentos continentales terciarios descritos en el apartado 3.3.3.

Los modelos de evolución geomorfológica del Macizo Hespérico se basan en la presencia de tres mantos de alteración principales que afectan al zócalo y a los sedimentos: el manto caolinítico de Zamora (García Abad y Martín-Serrano, 1980; Martín-Serrano, 1989; Molina *et al*, 1985); el manto esmectítico de Toledo (Molina *et al*, 1985; Molina *et al*, 1994) y el manto caolinítico asociado a la raña (Martín-Serrano, 1989, Molina *et al*, 1994). El manto caolinítico zamorano es claramente preterciario, pues sobre él se sitúan los sedimentos paleocenos de la cuenca del Duero (Martín Serrano, 1989). El manto esmectítico de Toledo se sitúa entre los Montes de Toledo y la llanura manchega y está fosilizado por sedimentos neógenos del borde occidental de la Cuenca Manchega (Molina *et al*, 1994). Finalmente, el manto caolinítico bajo la raña es posterior a la misma (Martín-Serrano, 1989), y en algunos casos afecta a la parte mas superior del manto esmectítico (Molina *et al*, 1994). Esta última es la denominada “alteración de las series ocreas” (Martín-Serrano, 1989) y es una alteración caolinítica con un peculiar tono amarillento sobre todo en las series ocreas marginales, y en general, no profundiza mucho en el zócalo.

#### Modelos de evolución geomorfológica de la meseta extremeña

Estudios en la región zamorana proponen la idea de que la “superficie fundamental de la Meseta” (término definido por Solé Sabaris, 1952, para la superficie más extensiva y generalizada de la meseta) está desdoblado en distintas superficies (García Abad y Martín Serrano, 1980; Martín Serrano, 1989; Molina *et al*, 1985). La superficie más antigua esta constituida por los relieves apalachianos descritos por García Abad y Martín Serrano (1980). Superficies de erosión posteriores se encajan en esta superficie en respuesta a acciones tectónicas y climáticas.

Los relieves apalachianos se generan por un proceso de alteración intertropical diferencial (las cuarcitas ordovícicas son más resistentes a la meteorización que el esquisto-grauváquico) anterior al Eoceno (García Abad y Martín-Serrano, 1980). Este clima tropical ha quedado registrado en el manto de alteración caolinitizante antiguo (húmedo y cálido con estación seca poco marcada) de hasta 20 m de espesor, situado bajo la base de la Unidad Inferior Paleógena (aproximadamente 58 Ma, véase apartado 3.3.3.), cuyos depósitos están en las depresiones apalachianas (ya definidas al sedimentarse, García Abad y Martín-Serrano, 1980). Las zonas deprimidas labradas intercaladas entre las crestas más competentes definen el “nivel general de la topografía” (que es una superficie grabada o *etchplain*).

Un modelo general de evolución geomorfológica del Macizo Hespérico y sus cuencas asociadas a lo largo del Terciario y el Cuaternario se puede resumir de los

trabajos de Molina *et al* (1985, 1989 y 1994: la Figura 3.24a) que se centran en la región de Zamora y Toledo Las distintas etapas de este modelo son:

- A  **finales del Mesozoico** se desarrolló una superficie de aplanamiento bajo la que hay un manto de alteración laterítico (caolínítico en su base a una epigénesis ferruginosa en el techo, anterior a 58 Ma).
- A  **principios del Paleoceno** una fase de deformación alpina (Larámica, en Portero *et al*, 1982) da lugar a un desmantelamiento y deposición fluvial de los sedimentos (sedimentos siderolíticos, apartado 3.3.3.) en un clima de tropical subhúmedo a árido (por eso en estas formaciones se da la asociación: FeO+K+Q corroído en la base, y Sm aluminica+opalo+alunita a techo). La deposición de los sedimentos siderolíticos es incierta pero es al menos anterior a los paroxismos principales de los movimientos alpinos (Molina *et al* 1989).
- A  **final Paleoceno** se produce una superficie de aplanamiento erosión-colmatación a techo del Paleoceno que va eliminando el manto hacia el W dando lugar a un pediplano que con una nueva fase de deformación alpina se disloca, empezando la definición de las cuencas y montañas.
- **Durante el Paleógeno y comienzos del Neógeno** se produce una alteración tropical estacional a savana. (con predominio de montmorillonita en la asociación de arcillas y que produce formas morfológicas de *inselbergs*, pedimentos y glacia).
- **Durante el Neógeno** un rejuvenecimiento del relieve (Mioceno Inferior) da lugar a la estructuración del relieve actual.
- **Durante el Mioceno Superior a Plioceno Inferior** tiene lugar alteración cada vez más árida (paso de montmorillonita a attapulgita, aumento de carbonatos, y epigénesis de silicatos por CaCO<sub>3</sub>).
- **En la base del Villafranquiense** las condiciones empiezan a ser más húmedas (terra rossa) y  **durante Villafranquiense Superior** se produce la generación de costras carbonatadas. Se generan pedimentos poligénicos que enlazan con arrasamientos y costras de caliza del finiplioceno del interior de las cuencas.
- **En el Plio-pleistoceno** se desarrolló la raña por reajuste tectónico de bloques y, así la raña es erosiva respecto al pedimento plioceno.
  - Ya  **en el Cuaternario** se produce el encajamiento de la red y el desarrollo de glacia y pedimentos. Molina *et al* (1985) asimilan las ideas de Pérez González *et al* (1982 en Molina *et al*, 1985) sobre la generación de terrazas. Las terrazas se forman por una combinación del clima y la tectónica. Son muy numerosas (hasta 8 niveles) cuando hay levantamiento tectónico y poco numerosas con hundimiento (4 ó 5 niveles). Los aplanamientos sobre los diferentes materiales del zócalo se producen por la formación de costras calcáreas y por la escorrentía. La fersialitización da horizontes de acumulación de arcillas que son tanto más rojas cuanto más antigua. Parte de la red de drenaje, labrada sobre el Macizo Hespérico, está heredada de valles precuaternarios (por ejemplo, algún tramo del Guadiana y afluentes).

La idea de que la raña es posterior al relleno de la cuenca y disconforme sobre éste, es también defendida por otros autores (Pérez-González y Gallardo, 1987; Gallardo *et al*, 1987; y Cabral, 1995), aunque no todos asocian la raña con un cambio tectónico (apartado 3.3.3.). En algunos casos se han descrito distintos niveles de raña (tres niveles de raña en el río Sorbe y dos en el Jarama en Pérez-González y Gallardo, 1987; dos niveles de raña en la hoja de Puebla de Obando, ITGE en prep.; varios ejemplos más en

Cabral, 1995). Martínez López, *et al* (1995) y Tsige *et al* (1997) estudian distintos niveles de raña a través de estudios de alteraciones del basamento.

En Martínez López *et al.* (1995), la raña alta (200 m sobre cauce actual) presenta mantos de alteración de 20 m de esmectitas mientras que la raña bajas (60 a 90 m por debajo de las altas) se deposita sobre manto erosionado. La alteración de la raña es caolinítica y posterior a la deposición de las mismas. Dos localidades de raña alta, Navahermosa y Sangrera, presentan diferencias en los perfiles, sin embargo, los mantos bajo la raña tienden a mantener una parte inferior esmectítica y la parte superior junto con la raña en sí tiene composición caolinítica. La raña baja (Torre de Abraham en su estudio) se sitúa sobre un manto poco espeso y exclusivamente caolinítico, como la raña. La presencia de dos niveles de raña, indica que ésta no es un nivel cronológico único. El enriquecimiento de la raña y la parte superior del manto de alteración en caolinita es un proceso de iluviación y de alteración *in situ* de algunos materiales. Una vez sedimentada, la raña han sido muy alterada (arenización de las cuarcitas etc.) en distinta magnitud, por eso alguna tienen caolinita en todo su perfil y otras no.

Tsige *et al* (1997) demuestran la presencia de dos niveles de raña en un estudio de las superficies de erosión del área de Aliseda (mapa topográfico escala 1:50.000 de Arroyo de la Luz, n. 703; Figura 3.22). Los dos niveles de raña presentan diferente mineralogía de arcillas y diferente alteración en el basamento sobre el que se encuentran. Inmediatamente bajo ambos niveles de raña existe un manto de alteración muy poco potente (escasos metros) con una composición caolinítica que correspondería a la alteración ocre definida por Martín-Serrano (1989) en Ciudad Rodrigo y en la cuenca de Talaván (Fernández Macarro y Blanco Sanchez, 1990). Bajo el nivel de raña más elevado (raña 1) existe, además, un manto de alteración potente (de unos 40 m), que tiene una composición principalmente esmectítica semejante a la alteración denominada “anterior al Neógeno” por Molina *et al* (1994) en los Montes de Toledo.

Martín Serrano (1989 y 1994) presenta un modelo de evolución del relieve semejante al descrito anteriormente pero centrado en la zona de Zamora principalmente (Figura 3.24b). Este autor distingue cronológicamente las siguientes etapas:

- **Durante el Mesozoico**, el eustatismo y las transgresiones dan sedimentos principalmente marinos. Se produce un arrasamiento de los relieves generados por la orogenia hercínica, dando lugar a una superficie de arrasamiento denominada “superficie inicial”. El clima cálido húmedo da mantos de alteración tropicales sobre las litologías expuestas a la intemperie. La superficie inicial es, por tanto, una superficie poligénica durante el Mesozoico (con más de un episodio de rejuvenecimiento y degradación tropical), y es inicial respecto a las nuevas condiciones morfogenéticas que se establecen tras el Mesozoico. La superficie inicial actualmente está representada por el “nivel de cumbres” de cuarcíticas.
- **A principios del Terciario** se producen cambios climáticos que favorecen la degradación de la vegetación tropical, así como los primeros paroxismos alpinos que dan lugar al desmantelamiento de estos mantos. Los materiales siderolíticos se producen como consecuencia de la denudación de los mantos (apartado 3.3.3.). En Zamora, la acción tectónica ha quedado grabada en la desnivelación e inclinación de la superficie inicial de 1 a 2° hacia el SE. El basculamiento es distinto que el del nivel general de la topografía, luego la inclinación se produjo con anterioridad a la morfogénesis del resto de los elementos. La erosión diferencial de la superficie inicial deja al descubierto una superficie grabada o

*etchplain*. Las superficies de erosión producidas en esta época están representadas actualmente por viejos aplanamientos de la superficie fundamental que culminan al nivel general de la topografía (un nivel finineógeno que se explica más adelante), y sobre ellos se conservan *inselbergs* y rellanos antiguos. Los aplanamientos antiguos de la superficie fundamental culminan al Paleoceno silíceo y, por tanto, se consideran de edad prelute-ciense o paleocena (superficie intrapaleógena).

- **Durante el Paleógeno Medio y Superior** se depositan sedimentos arcósicos, fluvio-lacustres que indican paisajes aplanados de llanuras de inundación y gran confinamiento (Unidad Superior Paleógena, apartado 3.3.3.). **Durante el final Paleógeno** se produce un cambio de sedimentación a facies más energéticas, probablemente inducida por una reorganización del relieve (fase Pirenaica, Alonso Gavilán, 1981). Aunque este cambio también pueda ser producido por contraste estacional más acusado con lluvias estacionales e intensas. La abundancia de minerales arcillosos rojos, viene de un área madre desprovista de alteración. La progresiva carbonatación en la cuenca sedimentaria, junto con el aumento de montmorillonita y paligorskita, indican un clima cada vez más árido.
- **Durante el Mioceno Inferior** la generación de suelos rojos y series sedimentarias rojas llega a su cenit. Esto implica un incremento de la aridez y de la deformación tectónica (fase estaírica o neocastellana de Aguirre *et al*, 1976) con la estructuración de los relieves alpinos en el Macizo Hespérico. Los surcos apalachianos se acentúan durante esta etapa y se genera un paleorrelieve preneógeno se será fosilizado por las series ocres posteriores.
- Las series ocres se depositan **durante el Neógeno** en una secuencia de colmatación. El régimen de transporte es eficaz y selectivo y se explica en una etapa de estabilidad tectónica por una climatología húmeda de régimen de lluvias muy regular que explica, también, las alteritas que se producen en el zócalo en este período. Los sedimentos experimentan procesos epigenéticos de hidromorfismo y marmorizaciones. Debido a la estabilidad tectónica la morfogénesis es lenta y el paisaje fosilizado debía ser muy parecido al del final de las series rojas. Se produce una alteración del basamento y de las sedimentos poco intensa (caolinitización y ferruginización) que continúa cuando la sedimentación cesa en la etapa siguiente (alteración ocre).
- Al **final del Neógeno** y en continuidad con las series ocres, se depositan las plataformas aluviales finineógenas o raña. La raña es, para Martín Serrano (1989 y 1994), la etapa final del Neógeno (Herail 1976, 1979; Vernoille, 1985 en Martín-Serrano, 1989). El paisaje finineógeno no es un arrasamiento generalizado, sino un paisaje senil con colectores aluviales importantes y tendidas vertientes de glaciares y abanicos aluviales (las gargantas montañosas de los ríos con raña se prolongan hacia el interior de la masa montañosa como valles planos y de aspecto senil; raña es pues un paisaje maduro no morfotectónico). La relación entre la raña y el encajamiento fluvial cuaternario se explica mediante el comienzo del exorreísmo y fluir de los ríos hacia el Atlántico. El exorreísmo se produce en distintos momentos para distintas cuencas luego la raña es heterócrona. El encajamiento de los ríos anterior al cuaternario en el Macizo Hespérico.
- **Durante el Cuaternario** se produce la destrucción de la superficie fundamental por la incisión de los ríos y la generación de terrazas con suelos rojos fersialíticos de las primeras terrazas.

Además de la diferencia respecto a la génesis de la raña, estos dos modelos resumidos presentan otra diferencia importante; la presencia de un manto esmectítico en el modelo de Molina *et al* (1994) de edad pre-neógena y características distintas al manto caolínico de Zamora (Molina *et al*, 1985 y 1994; Martín-Serrano, 1989).

Fernández Macarro (1990, 1991) describe la evolución morfológica de la depresión de Talaván-Torrejón el Rubio. En Talaván no existe la alteración caolínica finicretácica que afecta al zócalo ni depósitos de la Unidad Inferior Paelógena a Eoceno Inferior (apartado 3.3.3.). Por tanto, en este punto el relieve puede considerarse Pre-Paleógeno Superior. El ciclo arcósico (Eoceno Superior-Oligoceno) aprovecha el relieve para depositarse. La cuenca está dividida en dos bloques compartimentados por una falla de dirección NNE. El bloque NE está hundido y conserva los sedimentos terciarios, mientras que el bloque levantado está erosionado y tiene sedimentos más recientes. Los ciclos de evolución del relieve siguen el modelo de Martín Serrano (1989) para la Cuenca de Ciudad Rodrigo y son los siguientes:

- **El ciclo arcósico** (Eoceno Superior-Oligoceno). Sobre una superficie inclinada hacia el N y denominada penillanura prearcósica se depositan los sedimentos arcósicos procedentes del N. Esta superficie no muestra manto alteración sin alteración excepto la desarrollada sobre los términos basales de las arcosas (paligorskita en la base; apartado 3.3.3.).
- **El ciclo rojo** (Mioceno inferior). Se produce un cambio de área madre por reactivación tectónica de los relieves cercanos y se depositan las series rojas (no indica la dirección del nuevo aporte pero parece ser del S). Tiene lugar la compartimentación de la cuenca (el hundimiento de la zona NW de la cuenca por una falla de dirección SW-NE) y una superficie arrasamiento parcial del ciclo Arcósico. Se dan procesos de fersialitización intensa, rubefacción y el mineral de arcilla predominante es la esmectita. La superficie roja se inclina desde 410 a 340 m de S a N indicando que drenaje sigue siendo hacia el N.
- **El ciclo ocre** (Mioceno Superior). El ciclo ocre se produce por otra reactivación del relieve y la inclinación de la región hacia el W, así se configura el drenaje actual. Se produce una alteración caolínica del zócalo y una sedimentación de las series ocre desde los relieves de cuarcitas (desde el E) que se encajan en esta superficie alterada (por eso el espesor de la alteración disminuye al alejarse de los relieves de 60 a 10 m). La alteración continúa durante la deposición de la serie ocre. El manto de alteración ocre (caolínico) es, por tanto, anterior y sindeposicional a la serie.

Esta evolución ha quedado plasmada en las distintas superficies:

- Nivel de cumbres (550-510 m).
- Superficie ocre (530-518 m).
- Superficie roja (430-310 m).
- Superficie compleja sobre arcosas (por encima de roja y debajo de cumbres y ocre).
- Superficie compleja sobre zócalo (eliminado ciclo arcósico y alteración roja y ocre).

Estudios posteriores de Tsige *et al* (1997) muestran la presencia de un manto de alteración esmectítico bajo la raña del bloque hundido de la cuenca de Talaván (en la localidad de Talaván, mapa topográfico 650 de Cañaveral) distinto de la alteración del ciclo ocre de Fernández-Macarro y Blanco Sanchez (1990). Este manto había sido

cartografiado como arcosas Bascones Alvira y Martín Herrero (1987) y Martín Herrero *et al* (1987b).

A pesar de las diferencias entre los distintos modelos presentados, la mayoría de ellos apunta hacia superficies topográficas que pueden ser, dependiendo de la situación geográfica, **intrapaleógena** (ligados a sedimentos siderolíticos), **intramiocena o preneógena** (ligado a series rojas en Zamora y Talaván y/o sedimentos neógenos de Toledo) y **finineógena** (ligado a la raña). Éstas son las tres referencias cronológicas que se utilizaran para analizar los movimientos alpinos relacionados con la FAP.

### 3.4. LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA

La existencia de una gran falla de desgarre a lo largo del DAP (apartado 3.3.2.) fue puesta en evidencia tanto por los diversos (entre otros: Del Valle Lersundi, 1959; Quesada García, 1960; García de Figuerola, 1963 y 1965; Parga, 1969; Arthaud y Matte, 1975; Vegas, 1974 y 1975). La FAP transcurre paralela al dique e interfiere con él en diversos puntos. La indudable relación entre el dique básico y el complejo conjunto de fallas relacionadas, mueve a Schermerhorn *et al* (1978) a denominar al conjunto "Sistema de falla-dique dolerítico de Messejana". La falla tiene una extensión de 500 km en tierra y 100 km en mar (Mougenot, 1988 en Cabral 1995; Mauffret *et al*, 1989; Figuras 1.1 y 3.25).

Quesada García (1960) reconoce la presencia de la FAP en un estudio de campo y foto aérea, por la interrupción brusca de las estructuras hercínicas. Así, por ejemplo, la estructuración de los metasedimentos hercínicos de direcciones E-W a ESE-WNW varía a direcciones N50°E a N70°E o "se arquean adaptándose al movimiento de la falla". A veces los metasedimentos mantienen direcciones hercínicas en las cercanías de la falla pero aparecen diaclasas de dirección N40°E (paralela la FAP). Los granitoides también presentan direcciones de diaclasado en dirección de la falla e intensas bandas de arenización.

Las relaciones de las FAP con los macizos graníticos de diversas edades y con estructuras de plegamiento hercínicas, llevaron a Parga (1969) y Arthaud y Matte (1975) a datar la falla de desgarre como tardihercínica, con una actividad entre el Carbonífero Superior y el Pérmico inferior (-305 a -270 Ma). La asignación de esta edad se basó en distintos desplazamientos laterales de los contactos de macizos de granitoides de diversa edad. Así, Arthaud y Matte (1975) calculan la edad del desplazamiento de desgarres equivalentes a la FAP, utilizando el desplazamiento de referencias predique, tales como contactos de granitoides de diferente edad y contactos de formaciones pérmico-carboníferas en las cuencas hulleras portuguesas. En las fallas del NW de Portugal el salto que observan es diferente según la edad de la referencia. Por ejemplo, en la falla de Manteigas-Bragança los desplazamientos son:

- 1,5 km sobre una cuenca de formaciones Autunienses (Pérmico inferior), es decir formaciones de entre 270-280 Ma.
- 3-4 Km para granitoides de la serie de macizos más tardíos, con edades de  $280 \pm 10$  Ma.
- Más de 4 km en granitoides de la serie *older* cuyas edades son de  $300 \pm 10$  Ma.

Sobre esta base los autores interpretan que todas las fallas de desgarre de dirección semejante se formaron en el lapso de tiempo de 30 Ma entre el Westfaliense superior y el final del Autuniense. Schermerhorn *et al* (1978), sin embargo, considera la falla como un desgarre de edad triásica por la relación tan estrecha con el dique. Los



valores de desplazamiento asociado a la FAP se estimaron en: 15 a 30 km por Parga (1969); 4-5 km en el plano de falla y hasta 23 km si se incluye la deformación de pliegues de arrastre por Ubanell (1977); y 4 km por Schemerhorn *et al* (1978).

La FAP ha sido interpretada, entonces, como parte de un sistema de fracturación tardihercínico, consecuencia del desmantelamiento del orógeno (Parga, 1969; Vegas, 1975). Según Vegas (1974 y 1975), la fracturación tardihercínica se compone principalmente de fallas de dirección NE-SE (cuyo principal representante es la FAP) y fallas de dirección NNW-SSE (cuyo principal representante es la falla de Ventaniella). Parga (1969) establece un modelo de deformación tardihercínica de la Península según una dirección N20°E. Vegas (1975) relaciona estas fracturas con la fracturación del resto de la Península Ibérica y Europa occidental (Figura 3.26).

Partiendo de esta datación de la génesis de la falla, la mayoría de los estudios posteriores han considerado que el material del dique ascendió a lo largo de la falla (Figura 3.26). Sin embargo, ya en los años 60, Quesada García (1960) muestra una cartografía detallada, en la que la interferencia de falla y dique, permite ver que el dique está deformado por la falla (Figura 3.26). Llega este autor a calcular en unos 2,5 a 3 km el desplazamiento lateral, en sentido sinistral, en la falla y sugiere que la fracturación del dique implica movimientos posteriores al mismo. En esta misma línea, Capote y Villamor (1999) identifican más localidades en las que la relación geométrica entre el dique y la falla indica una secuencia cronológica en la que la falla se formó posteriormente al dique (Figura 3.26).

En los años 60, existen ya algunas observaciones sobre posibles movimientos recientes en la falla. Así, Quesada García (1960) se interesa por la orientación del drenaje en la dirección de la falla. Por ejemplo, la desviación del río Salor (Hoja topográfica 1:50.000, n. 703, *Arroyo de la Luz*) y del Tajo (Hoja topográfica 1:50.000, n. 650, *Cañaveral*), y la orientación de la Ribera de Albarragena (Hojas topográficas 1:50.000, n. 727, *Alburquerque*, Figura 3.25).

Más adelante, García de Figuerola (1963) describe la geomorfología de los alrededores del dique, afirmando que el dique se aloja en una potente falla que a veces llega a ser una estrecha fosa tectónica con intensa trituración. Menciona, además, la presencia de una superficie de erosión a 400 m de altura, que posee localmente depósitos de raña, y que es, por tanto, anterior a las mismas (anterior al Plioceno). Esta superficie está dislocada por fracturas E-W (al menos en la zona donde el río Guadalquivir desemboca en Tajo, actualmente cubierta por el Embalse de Alcántara; hoja topográfica 650 Cañaveral; Figura 3.25) que levantan unos bloques respecto a otros. El río Tajo forma un recodo peculiar en su curso en este punto (actualmente cubierto por el embalse) que junto con la inclinación de los sedimentos terciarios que hay en este punto (Cuenca de Guadalquivir-Río Tajo; Figura 3.25), llevan a este autor a la conclusión de que esta desnivelación hacia el S es posterior a la formación de los *horsts*, la fosa y la deposición de los sedimentos terciarios.

García de Figuerola (1963), además, esboza una diferenciación geomorfológica de la falla a lo largo de su traza: "Lo más probable es que en una longitud tan grande el accidente tectónico pueda considerarse en algunas zonas como un fino y largo bloque hundido y limitado por dos fallas marginales, y en otras sea simplemente una amplia banda de trituración: una fractura de gran potencia" (p. 59). Para este autor, las alineaciones montañosas a ambos lados del valle del Jerte y paralelas a este forman dos *horsts* separados por una "fosa" que se continúan hacia el sur a lo largo de la zona de

falla. El "horst" del E se encuentra delimitado por la falla de Villar de la Sierra (posteriormente denominada de Béjar; Figura 3.25) y la de Alentejo-Plasencia. Esta estructura de horsts y "fosa" se continua en las Hoja topográfica 1:50.000, n. 622-623, aunque no dan relieves tan pronunciados como en la zona de Plasencia. El dique se encuentra emplazado en la "fosa", aunque en ocasiones de forma sinuosa. Este conjunto desaparece hacia el S de la cuarcita de Cañaveral aunque la "fosa" sigue.

Durante los años 70 y 80, la mayor parte de los estudios acerca del dique básico de Alentejo-Plasencia y de las fallas asociadas han sido llevados a cabo por geólogos interesados en la evolución hercínica del macizo Hespérico, por lo que se estudiaron principalmente los aspectos petrológicos del dique y a la fracturación tardihercínica (hojas geológicas de escala 1:50.000 de la serie MAGNA de la sección española de la falla, apartado 2.1.2.). Las dataciones radiométricas y los estudios de paleomagnetismo han constituido otro foco de atención preferente (apartado 3.2.2.). Estas cartografías han proporcionado una base importante para avanzar en el estudio detallado de la falla y su relación con el dique y su tectónica posmesozoica.

Así, por ejemplo, los valores de desplazamiento total de la falla se basan en las cartografías mencionadas. Ugidos Meana *et al* (1987a) obtiene 3 km de desplazamiento total del contacto granito-pizarras precámbricas en el área de la ciudad de Plasencia a lo largo de la falla. Los valores de desplazamiento del eje del desplazamiento del eje del sinclinal del Puerto de los Castaños y de la cuarcitas de Aliseda en Capote *et al* (1996) y Capote & Villamor (1999) son de 3 a 3,4 km. Rincón *et al* (2000) asignan 2,59 km de desplazamiento máximo horizontal y 20 m vertical al desplazamiento total de materiales Silúricos y Ordovícicos por la FAP en Aliseda, mediante una combinación de modelo digital del terreno y cartografía de puntos de referencia. González Flores (1996), también realiza un cálculo del desplazamiento de las cuarcitas en una banda de 10 km (5 km a cada lado del plano principal de la FAP) y obtiene 6.53 km de deformación dúctil y 1,7 km de deformación frágil en el plano de falla.

A pesar del poco interés en la tectónica cenozoica de la falla durante el período de generación de los mapas geológicos de la serie MAGNA, los autores de éstos muestran rellenos sedimentarios terciarios basculados, asociadas a la FAP y proponen la presencia de movimientos tectónicos terciarios asociados a la falla (5-10°N-NE en Plasencia, Ugidos Meana *et al*, 1987a; 5-10°N-NW en Moro, Bascones Alvira y Martín Herrero, 1987a; 10-15°S en Cañaveral-Gaudalquivir, Martín Herrero *et al*, 1987b). La presencia de cuencas terciarias rellenas con sedimentos continentales basculados ya se puso en relieve muy anteriormente (Quesada García, 1960; Hernández-Pacheco, 1960). Pero no es hasta los trabajos de cartografía Magna que la presencia y deformación de estos sedimentos han sido interpretada como indicio de actividad posmesozoica, lo que planteó los problemas de la distinción entre las estructuras recientes y las atribuidas al período tardihercínico.

En la sección de la FAP que atraviesa el Sistema Central (al norte de la ciudad de Plasencia, Figura 3.25), interpretaciones de la tectónica alpina por Jiménez Fuentes y Cruz Reyes (1976) explican una reactivación de fracturas de dirección NE-SW (dirección "Alentejo-Plasencia"); NNE-SSW ("Valdastillas") WNW-ESE ("transverso") y W-E ("Cabezuela") que conforman la depresión en la que se encaja el río Jerte. Estos autores consideran que los primeros movimientos terciarios se dan según las direcciones "Alentejo-Plasencia" y "Cabezuela" y la FAP mantiene en tranquilidad tectónica a partir

del Mioceno. Movimientos posteriores se producen según la dirección Valdestillas y más posteriormente según E-W que produce el escalonamiento hacia el SW del valle.

Algunos modelos geodinámicos del interior peninsular y del Sistema Central hacen mención al papel jugado por la falla en la tectónica alpina. Así, por ejemplo, Vegas *et al* (1990), consideran la FAP como parte del sistema de fallas que forma una serie de bloques en el Sistema Central. Según estos autores, estos bloques rotaron de forma dextrógira durante mediados a finales del Cretácico y posteriormente se elevan la fase compresiva posterior (Figura 3.26). Se podría decir que la FAP contribuye como límite de bloque, pero no parece tener un papel importante en la fase compresiva, según este modelo. De Vicente *et al* (1994), sin embargo, consideran la FAP como una falla con movimientos neógenos importantes que se integra en un sistema de fallas sinestras de dirección NE-SW y fallas sinestras de dirección NW-SE (por ejemplo, la falla de Somolinos) que forman parte de la deformación del interior peninsular junto con las fallas de desgarre que levantan el Sistema Central.

Basándose en observaciones geomorfológicas, Ugidos Meana, *et al* (1987a) mencionan la posible actividad de la FAP en el Pleistoceno Inferior-Medio. El hecho de que al NW de la ciudad de Plasencia las terrazas fluviales del río Jerte no superen los 65 m sobre el cauce, mientras que terrazas semejantes del río Alagón se sitúan a 120 m, lo atribuyen a movimientos recientes de la falla. Otros estudios del Valle del Jerte, también, consideran una primera fase de reactivación alpina de la FAP (hasta Mioceno) con un movimiento de desgarre que desplaza el bloque de Gredos respecto al bloque de Béjar y que produce la fosa de Plasencia (Carrasco *et al*, 1991; Carrasco y Pedraza, 1991). Una etapa posterior (finales del Mioceno a principios del Cuaternario) se producen hundimientos de bloques a ambos lados de la falla que progresan hacia el NE formando el *graben* del Jerte. La definición de la estructura como un *graben* en esta zona se debe a la morfología en graderío de las laderas del Valle.

En la sección de la falla comprendida entre Plasencia y la frontera portuguesa, estudios preliminares de Capote *et al* (1996), Villamor *et al* (1997b) y Capote y Villamor (1999) han descrito la presencia de otras fosas tectónicas semejantes a la de Plasencia de edad terciaria. Estas fosas son consideradas cuencas pull-apart formadas durante los movimientos de desgarre de la falla en el terciario en la fase tectónica "Guadarrama". Estos estudios asignan valores de desplazamientos de la falla de referencias anteriores al terciario entre 1 y 3 km, y de 0,65 a 1,2 km posteriores al Mioceno Inferior. Villamor *et al* (1996) muestran evidencias de deformación tectónica de terrazas del Pleistoceno Inferior y Medio.

Las estructuras alpinas más significativas del sector de la FAP entre Plasencia y Portugal, descritas por Capote *et al* (1996), Villamor *et al* (1997b) y Capote y Villamor, (1999) son:

- La cuenca *pull-apart* de Plasencia se forma en una escalón izquierdo de la falla. La geometría de la cuenca es de 3 km longitud, 1 km de anchura, 93-110 m de profundidad, y tiene un escalón de 2,6 km entre fallas principales y una inflexión de 22°. Villamor *et al* (1997b) describen la parte norte de la cuenca como una estructura pull-apart y la mitad sur como un push-up. El relleno de la cuenca esta formado por dos unidades: una inferior en la que dominan las arcillas con gravas (correspondiente al nivel con fósiles de Hernández-Pacheco, 1960) y una superior de conglomerados sintectónicos.

- Una pequeña cuenca *pull-apart* sin sedimentos (“starved pull-apart”) limitada el margen W por el DAP y el margen E por la FAP en el área de Puerto de los Castaños. Respecto a la relación ente el DAP y la FAP, destaca el hecho de que el desplazamiento lateral-izquierdo de las cuarcitas se sitúa en el plano de la FAP, mientras que no hay desplazamiento horizontal de las cuarcitas a ambos lados del dique.
- La cuenca *pull-apart* de Cañaveral (sedimentos del área de Guadacil-Tajo) se forma, en una escalón izquierdo de la falla. La geometría es de 9 km longitud, 1 km de anchura, 140-260 m de profundidad, con una escalón de 1,3 km entre fallas principales una inflexión de 15°. Villamor *et al* (1997b), describen el relleno sedimentario se divide en dos unidades: una inferior arcósica de facies distales, basculada y deformada por fallas; y una superior, conglomerática rojiza de facies proximales dividida en dos paquetes separados por una discordancia. Estos autores consideran solo las facies conglomeráticas rojizas como sintectónicas. Villamor *et al* (1996) proponen una actividad en la falla en el Pleistoceno medio basándose en la deformación encontrada en una terraza de río Tajo de esta edad, situada sobre la falla que limita la cuenca de Cañaveral por el E.
- Una estructura de *push-up* en Cabeza de Araya. Capote *et al* (1996) y Capote y Villamor (1999) indican la presencia de una escalón derecho que forma una inflexión compresiva (restraining bend) en este área. Mientras que Capote *et al* (1996) apuntan hacia la idea de una estructura compresiva que genera un relieve localizado, es decir un *push up*, Capote y Villamor (1999) mencionan solo la existencia de un dúplex sencillo asociado a esta inflexión.
- La cuenca *pull-apart* de la Ribera de Araya se forma en un escalón izquierdo de la FAP (inflexión transtensiva). La geometría de la cuenca es de 7 x 1,8 km<sup>2</sup>, con 90 m de profundidad, una desviación de la inflexión de 28° y un escalón izquierdo de 0,8 km. Mientras que Capote *et al* (1996) indican que la cuenca de la Ribera de Araya no tiene sedimentos terciarios (*starved pull-apart*), Villamor *et al* (1997b) muestran la presencia de depósitos arcósicos azoicos.
- La cuenca de Albarragena es una posible cuenca *pull-apart* asociada a los movimiento terciarios de la FAP. Para Capote *et al* (1996) la dimensión de esta cuenca son de 8 km de longitud, 0,8 km de anchura, con un escalón izquierdo de 0,8 km y una desviación entre fallas principales y secundarias de 15°. Estos autores indican, también, la presencia de sedimentos terciarios de tipo arcósico en esta área que no habían sido cartografiados anteriormente.

Respecto al papel de la FAP en la geodinámica del centro peninsular, los estudios de Capote *et al* (1996), Villamor *et al* (1997b) y Capote y Villamor (1999), proponen que la mayor parte del movimiento de la falla es terciario y, que junto con el sistema conjugado dextral a lo largo de la Cordillera Ibérica, la FAP contribuye al escape lateral del bloque de Portugal-Galicia hacia el W.

En el territorio portugués, a partir de los años 80 la tectónica cenozoica de la falla ha sido demostrada (Pimentel, 1986 y 1989 y Brum 1990 sendos en Cabral, 1995 y Cabral 1995). Cabral (1995) resume trabajos anteriores sobre la falla y concluye que en territorio portugués la FAP afecta a sedimentos terciarios preservados en áreas deprimidas, y genera pequeños relieves tipo *push up*, que indican reactivación cenozoica. Cabral (1995) asocia la actividad neotectónica de la falla, al límite de placas de Azores-Gibraltar al SW del cabo de San Vicente (Figura 3.20). Sus argumentos para

confirmar evidencias de la reactivación neotectónica, se basan en indicadores de movimiento posteriores a las arenas de la planicie del litoral alentejano, de edad plasenciense; y a los depósitos de tipo raña del Bajo Alentejo. Esto indica una reactivación posterior al Plioceno superior que es más importante hacia el SW. Siguiendo la división de Cabral (1995) de la FAP en secciones, se exponen a continuación los resultados de los estudios más relevantes de la neotectónica de FAP en Portugal

En el sector de Campomaior a Ervidel (Figura 3.25), existen alternancias de zonas en las que afloran sedimentos terciarios preservados en el labio SE de la falla (áreas de Campomaior, Juromenha, Terena, Cuba, Berigel y Monveja-Ervidel; Figura 3.25) y a veces en el NW (Falcoeiras y Monte de Trigo; Cabral, 1995; Figura 3.25). Brum (1990, en Cabral, 1995) indica que la superficie fundamental de edad de Villafranquiense superior, esta dislocada por la falla, con hundimiento relativo del labio oriental de 20 a 40 m. y que la fosa tectónica de Monte de Trigo, es una cuenca *pull-apart* de la falla. Al E de Santana (Brum, 1990 en Cabral, 1995), hay un basculamiento topográfico hacia el W que coincide con la traza de la falla, se trata de un escarpe de falla directa de 50 a 60 m dislocando una superficie de erosión, indicando reactivación de la falla desde finales del Neógeno. Existen, además, estructuras push-up resultantes de movimientos de la FAP de edad Miocena Superior y algunas con reactivación en el Plioceno Superior. (por ejemplo, el relieve de Mendro al N de Vidigueira y el San Antonio al S de Vila de Frades; Brum, 1990 en Cabral, 1995; Figura 3.25).

Cabral (1995) expone que, en sector de la falla de Campomaior-Ervidel (Figura 3.25), las dislocaciones verticales de la falla están representados por estrías de cabeceo elevado en régimen compresivo del Cenozoico, así como una reactivación cenozoica de componente de desgarre sinistral importante. Según Cabral (1995), sin embargo, la actividad cuaternaria de esta sección es baja. La raña en el sector de en la zona de Terena y de Falcoeiras (Figura 3.25) no parece estar afectadas por deformaciones de la falla. Cabral (1995), indica que con anterioridad se han descrito basculamientos de 10 a 15° en la raña junto a este segmento de la falla, que no han podido ser constatados por este autor.

En el sector de Ervidel-Reliquias (Figura 3.25), a diferencia del sector anterior, los movimientos cenozoicos de la falla son muy evidentes (Cabral, 1995). En este punto el accidente es el límite SE de la cuenca del Sado (Figura 3.25). La falla deforma depósitos recientes y, además, produce los desniveles topográficos más significativos entre la peneplanicie alentejana y la cuenca del Sado. Cabral (1995) encuentra zonas en la FAP en las que se han producido cabalgamientos con movimientos puros según el buzamiento, posterior a la deposición de los sedimentos terciarios

Pimentel & Azevedo (1992, 1994) y Pimentel (1997) establecen el control alpino en la sedimentación de la cuenca del Sado, y explican el papel que tiene la FAP como límite de SE de la cuenca del Sado junto con otras fallas que limitan la cuenca (fallas de Torrao y Grandola; Figura 3.25). La estructuración de la cuenca se desarrolla hace 50 Ma(Paleógeno) en la fase tectónica prepirenaica de la orogenia Alpina con una compresión NNE-SSW, reactivando fallas como la FAP mediante una extensión secundaria. Este movimiento da lugar a una subsidencia del bloque septentrional de la cuenca y la creación la pequeña cuenca de Messejana (Figura 3.25). En este momento las fallas de Torrao y Grandola sufren un movimiento inverso. La nueva fase tectónica, la fase pirenaica, fue insuficiente para reactivar la sedimentación detrítica y durante 30

Ma, no hay ninguna sedimentación o registro sedimentario. La fase tectónica Bética (desde los 10 Ma desde el presente) produce una reactivación de la FAP que causa deposición de abanicos aluviales en un clima caliente de humedad creciente (de 50 a 100 m de espesor) (Pimentel, 1997). Esta sedimentación grosera se restringe a las proximidades del escarpe de la FAP, dando de forma distal condiciones palustres, carbonatos y ferruginización.

Desde los 7 a 5,7 Ma la sedimentación en la cuenca del Sado está controlada por las fallas de Grandola y Torrao (regresión marina). Alrededor de los 3,4 Ma se produce el basculamiento regional hacia el W estableciéndose el exorreismo y la red de drenaje. La deposición de sedimentos en esta fase (20 a 40 m de arenas y conglomerados) se interrumpe por causas climáticas al rededor de 1,5 a 1 MaEs, entonces cuando se deposita la raña (20 a 30 m), que es afectada por una fuerte rubefacción y ferruginización. La última etapa de la formación de la cuenca constituye un levantamiento diferencial de las áreas circundantes con un hundimiento de 100 m de la cuenca en relación con la planicie alentejana y de más de 200 con relación a las sierras circundantes (Pimentel, 1997). La transición de una planicie a otra se da mediante un sistema de tres fallas paralelas a la de Alentejo-Plasencia (una de ellas es la FAP). Pimentel y Azevedo (1994) indican que alguna de estas deformaciones afectan a las terrazas fluviales del Sado, con un desnivel de 30 m en una de las terrazas superiores por movimiento de una de estas fallas de dirección NE-SW. Martins (1989 en Cabral, 1995) distingue, también, desniveles topográficos de cerca de 30 m coincidentes con la falla de Messejana. Este accidente parece un verdadero escarpe en algunos puntos, y afecta claramente a depósitos de raña que se encuentran basculados hacia el interior de la cuenca del Sado, en una pendiente de 6%.

Hacia el S de este segmento, Martins (1989 en Cabral 1995) indica que no hay un desnivel claro a ambos lados de la falla. El *horst* de Reliquias se da en la zona donde la FAP se cruza con el río Sado. Está a una cota de 300 m y limitado por dos escarpes de falla paralelos de orientación NE-SW muy degradados y que originan un desnivel de 150 m. El lado SE es el dique de diabasa y el NW tiene otra falla que lo limita que conecta con la cuenca del Sado. Pimentel y Azevedo (1992) interpretan este *horst* como un bloque tectónico de la falla de transición basculado hacia el E. Pimentel (1986 en Cabral, 1995) indica que el *horst* puede haber tenido algún movimiento anterior a la raña y también con posterioridad a la misma. Martins (1989, en Cabral, 1995), concluye, sin embargo, que el relieve tectónico de reliquias se desarrolla anteriormente a la deposición de la raña y forma así parte de la fuente de alimentación de las mismas.

En el sector de Ervidel-Reliquias, Cabral (1995) estima una tasa de deslizamiento vertical de 0,04 a 0,05 mm/año para el período posraña (2,5 a 2 Ma). Como el cabeceo de las estrías es de 45°, luego el movimiento horizontal y vertical son equivalentes. Por tanto, el movimiento total posraña es de 140 m y la tasa de deslizamiento total es de 0,056 y 0,07 mm/año para este periodo de tiempo.

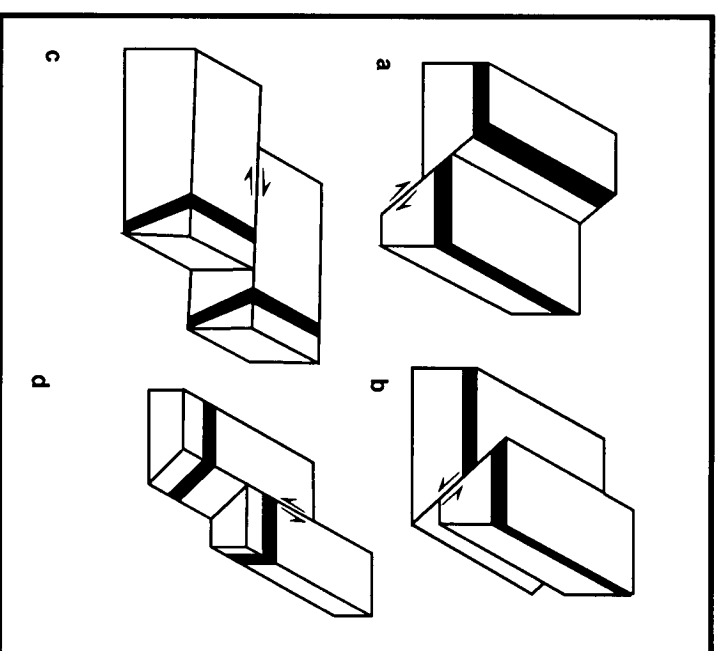
En el sector de Odemira-San Teotónio (Figura 3.25), la falla describe una curvatura acentuada hacia el S y se ramifica en un sistema de fracturas orientadas N15°E que se extienden a lo largo del litoral del Algarve paralelo al mismo (Cabral, 1995). Esta inflexión produce un *restraining bend* posterior a las arenas de la plataforma litoral de edad Plioceno superior (Plasenciense). El *horst* se levanta pocas decenas de metros por encima de la superficie principal de erosión.

El segmento de San Teotónio a Sinceira (Figura 3.5) es una ramificación de la FAP, según Cabral (1995). Este sector tiene unas estructuras típicas de desgarre como cuencas alineadas en NNE-SSW, formadas desde el Mioceno al Plioceno Inferior. Hay evidencia de tectónica por la conservación de algunos escarpes de fallas asociadas a estos accidentes. Las arenas plasencienses del litoral tienen una separación vertical máxima de 60 a 80 m en la Cuenca de Aljezur (Figura 3.25), lo cual supone una tasa de deslizamiento vertical 0,017 a 0,032 mm/año para 2,5 a 2 Ma respectivamente.

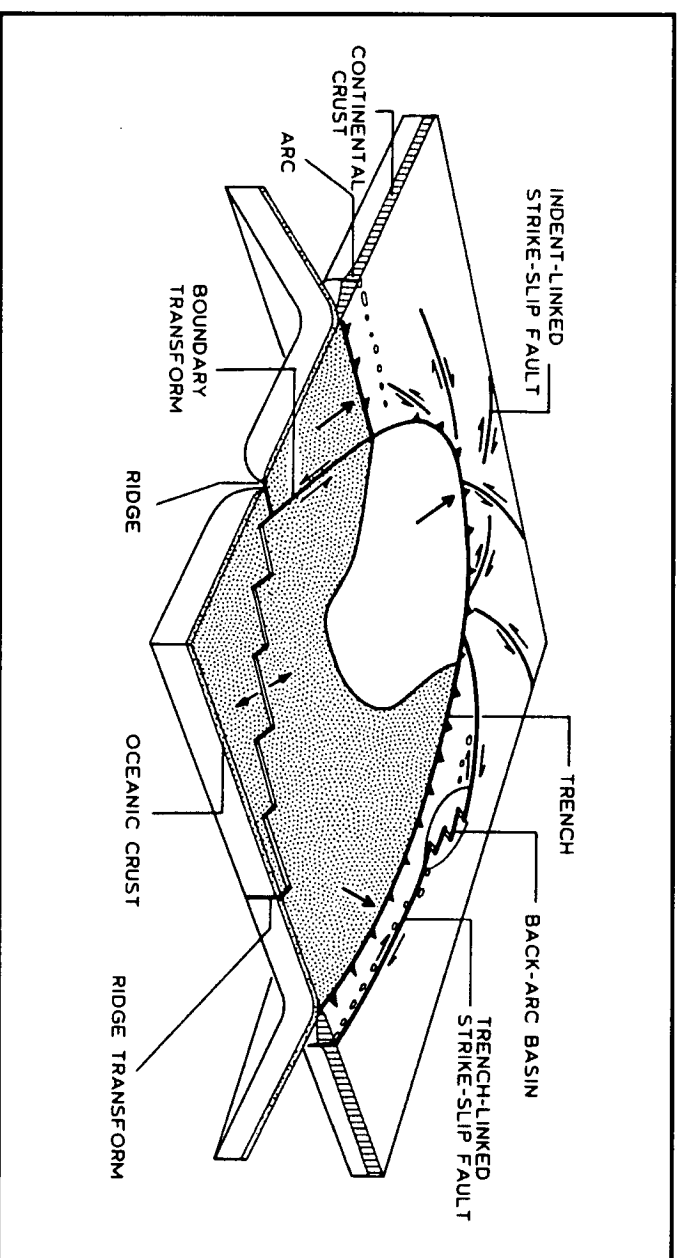
Estudios geodésicos en la zona entre Odemira-San Teotónio (Pagarete, 1990 en Cabral 1995) para mediciones planimétricas y altimétricas que en unos resultados preliminares dan algunas deformaciones. Los resultados de este autor, de 40 años de medidas, apuntan hacia una elevación del bloque cubierto por Mioceno y Plio-Cuaternario relativo a los bloques adyacentes que son los que tienen zócalo.



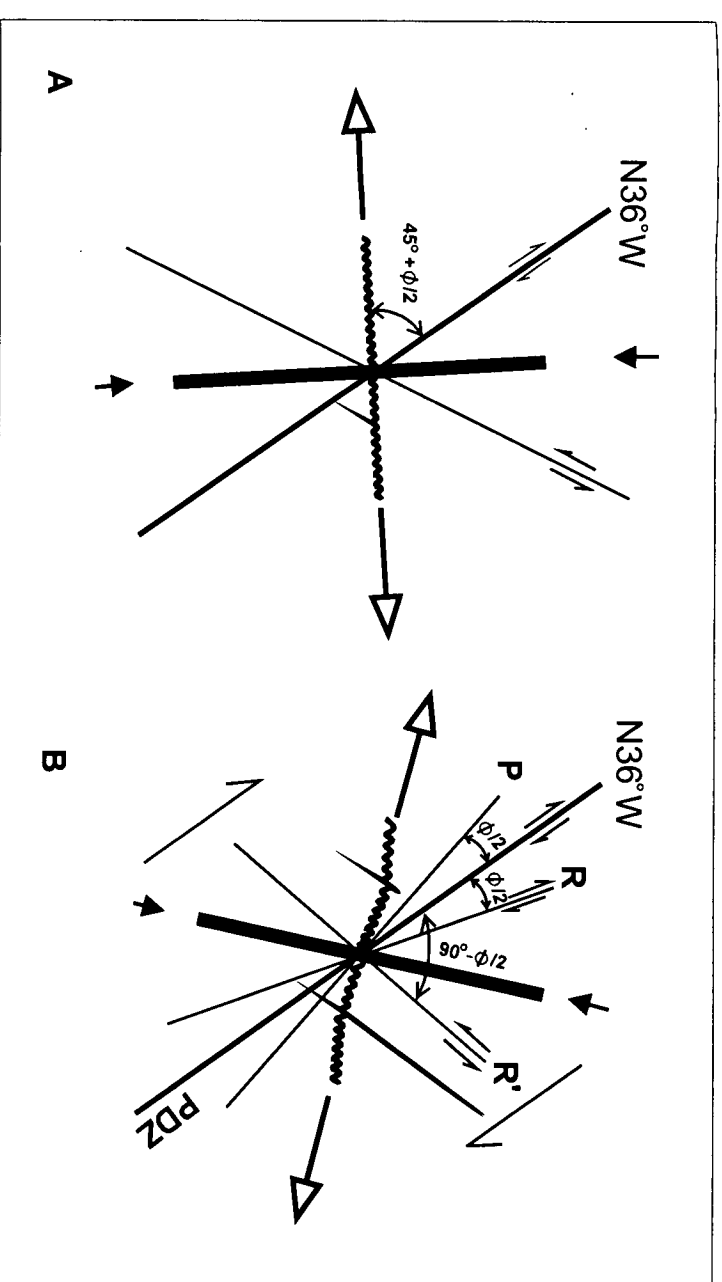




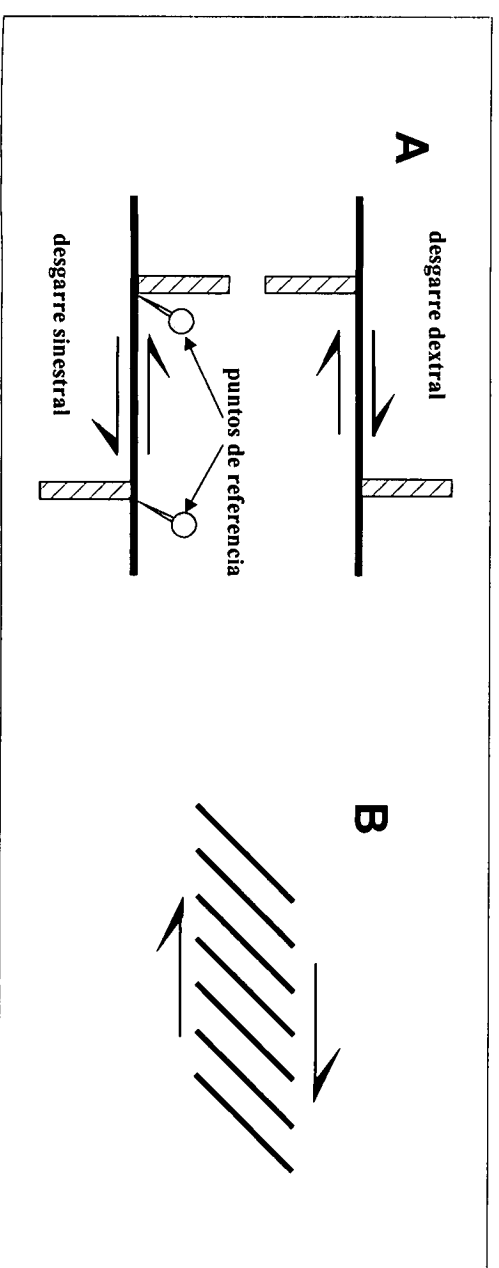
**Figura 3.1.** Tipos de fallas. a) Falla Normal. b) Falla Inversa. c) Falla de desgarre. d) Falla de desgarre con plano de falla inclinado.



**Figura 3.2.** Clasificación de la fallas de desgarre en términos de su ambiente tectónico. Véase texto para definiciones. (Figura modificada de Woodcock, 1986)



**Figura 3.3** Mecanismo cinemático de formación de fallas de desgarre. A) Cizalla simple: en la cizalla simple se dan 5 familias de fracturas típicas: PDZ es el plano de movimiento principal; los planos R (fracturas Riedel), P, Y son planos secundarios con dirección de deslizamiento similar a la PDZ; los planos R' tienen un desplazamiento opuesto; y fallas normales a  $45^\circ$  de la dirección principal de deslizamiento. R y R' se forman con ángulos de  $F/2$  y  $90^\circ - F/2$ , respectivamente, respecto a la zona principal de desplazamiento, siendo F el ángulo de fricción interna del material. Todas las fallas, excepto las de tipo inverso, son prácticamente verticales. B) Cizalla pura: en la cizalla pura se forma un set conjugado de fallas de desgarre a ángulos de F y -F respecto a la dirección de acortamiento. (Figura tomada de Sylvester, 1986)



**Figura 3.4.** Geometría de las fallas de desgarre. A) Falla de desgarre sinistral. B) Fallas de desgarre dextral. Puntos de referencia (*piercing points*), se usan para estimar el deslizamiento horizontal.



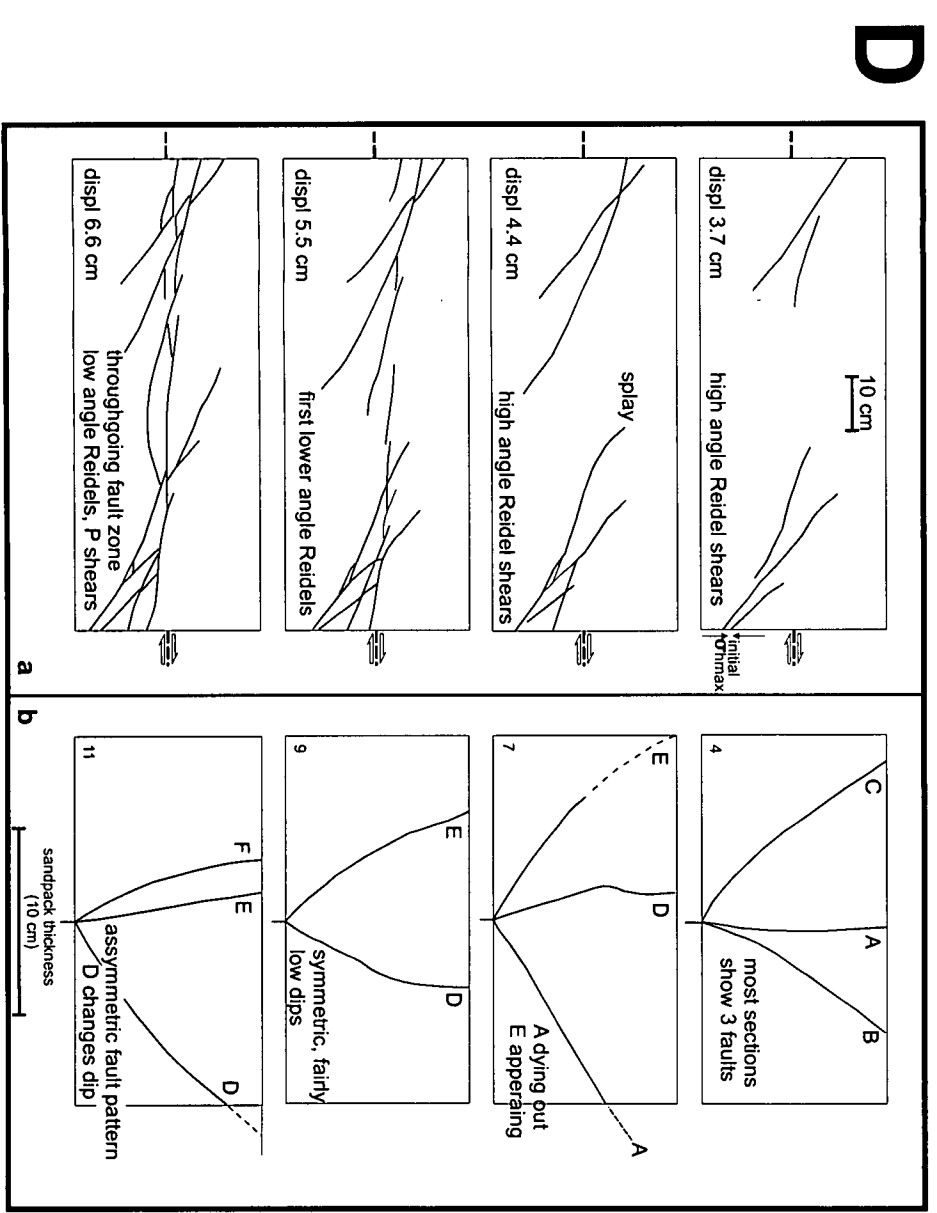
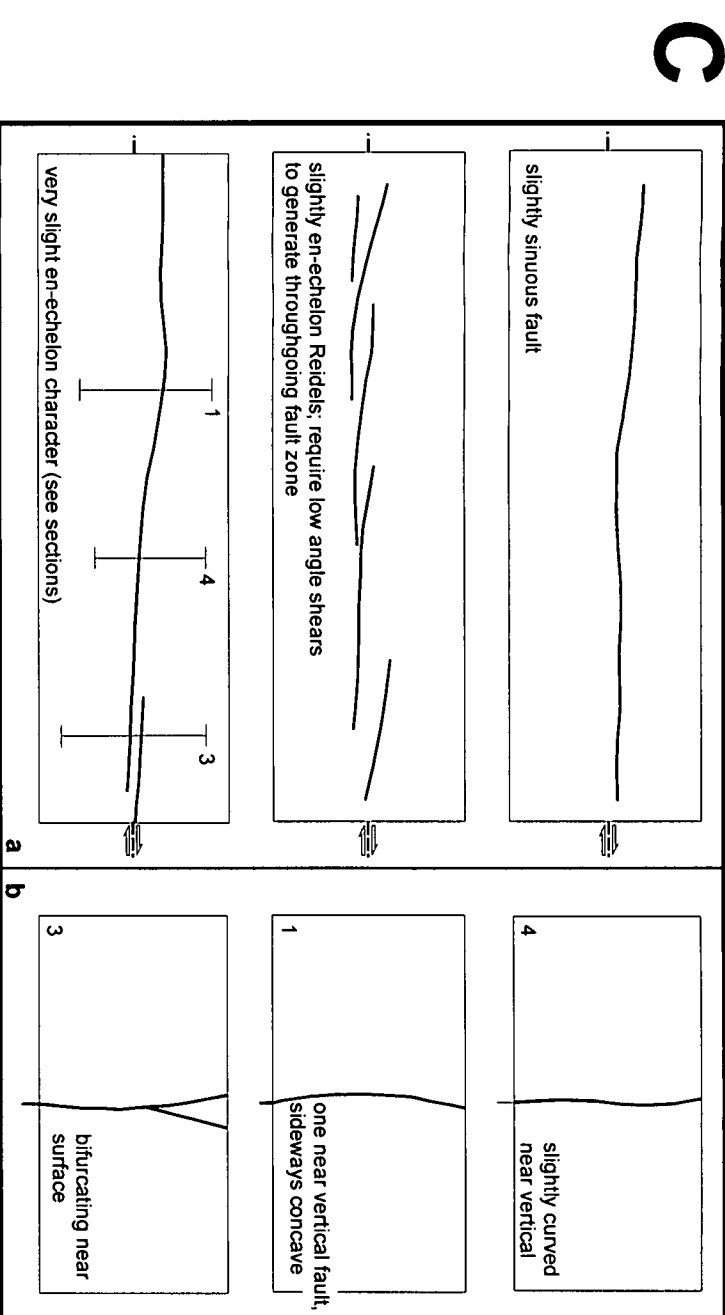
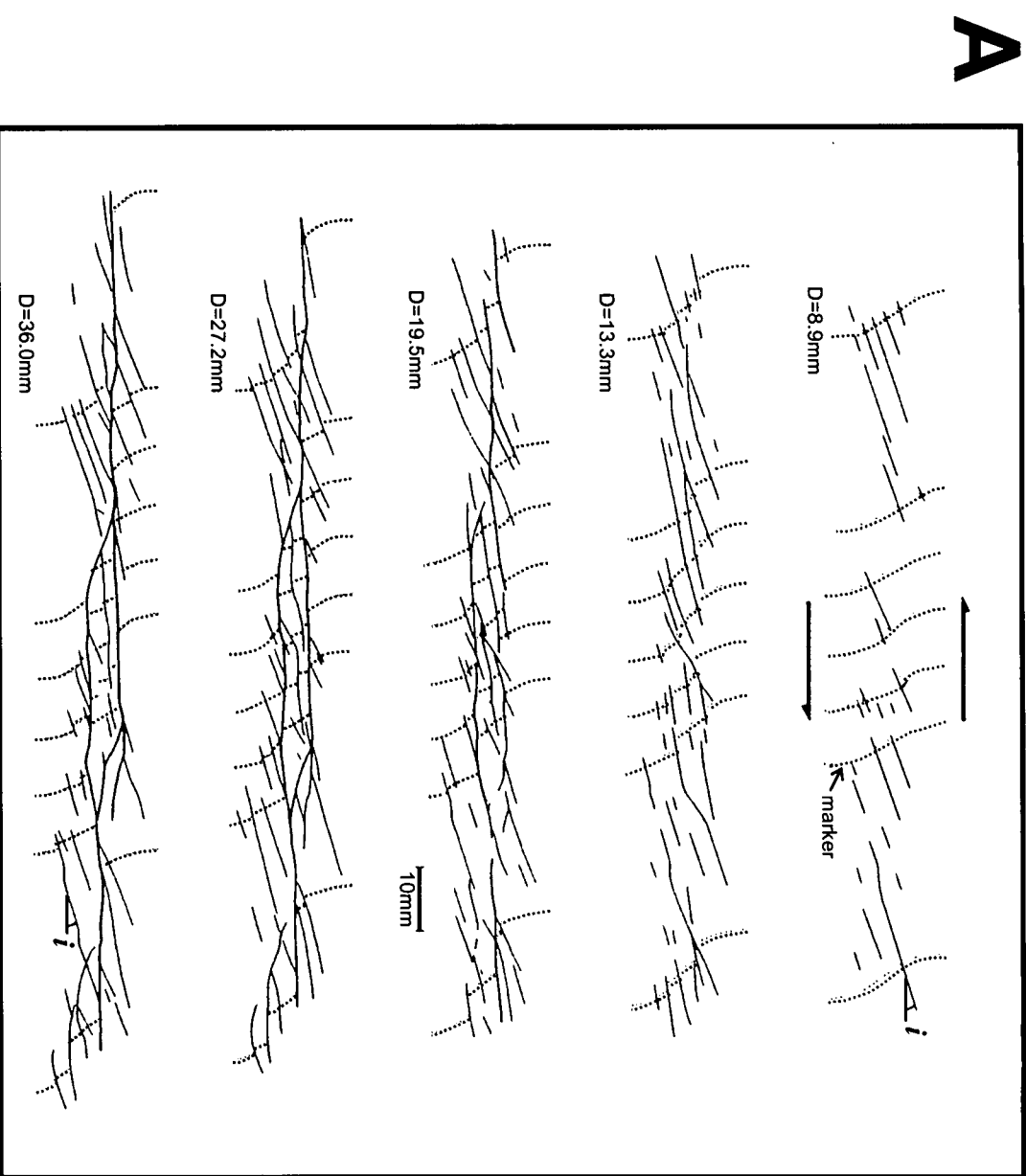
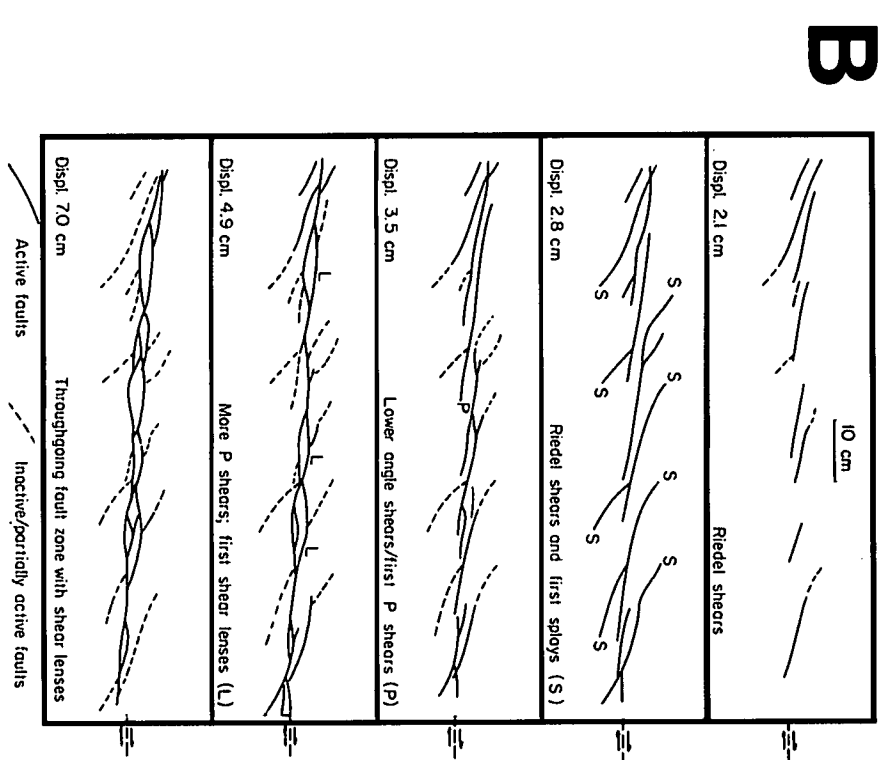
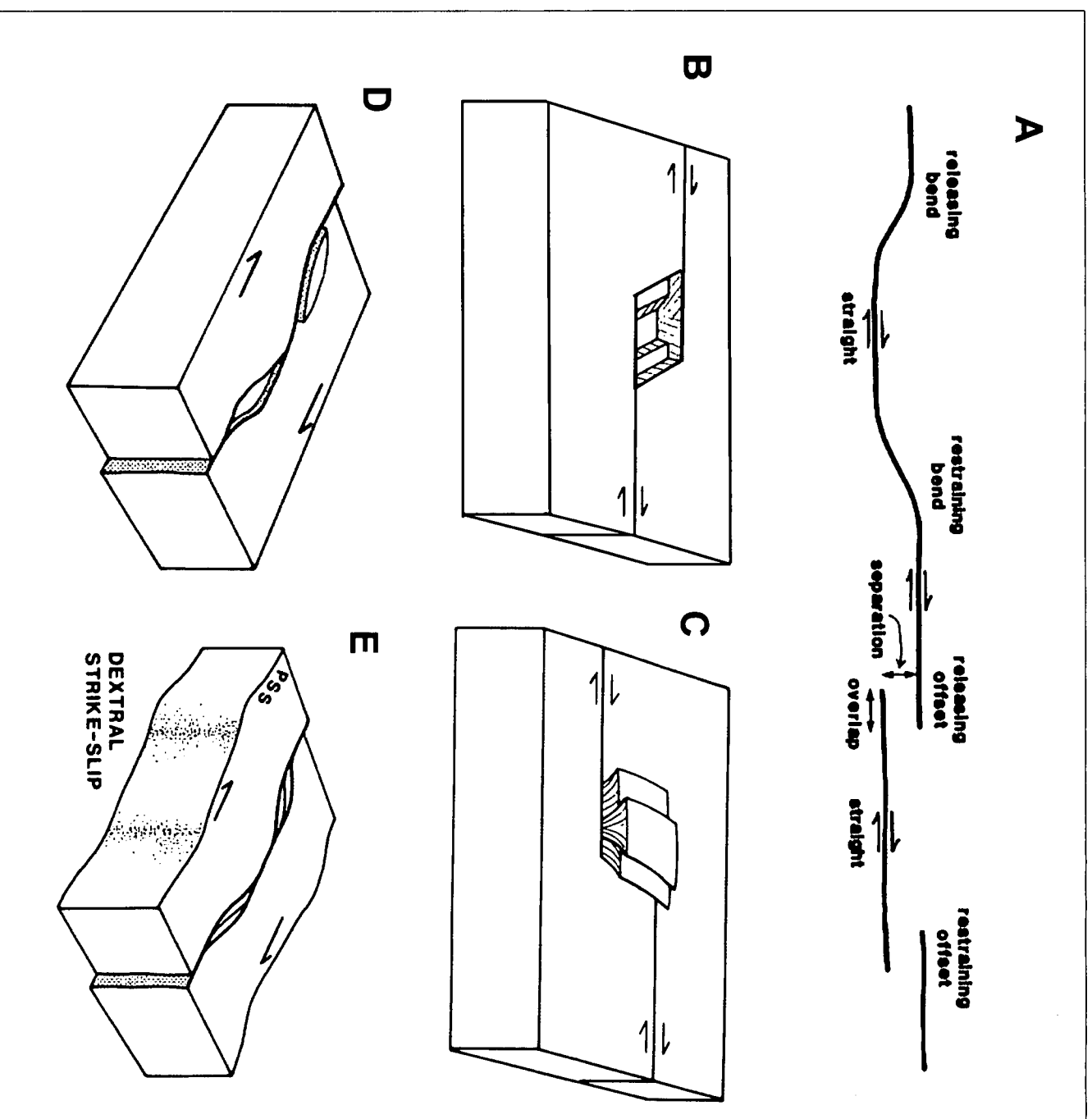


Figura 3.5

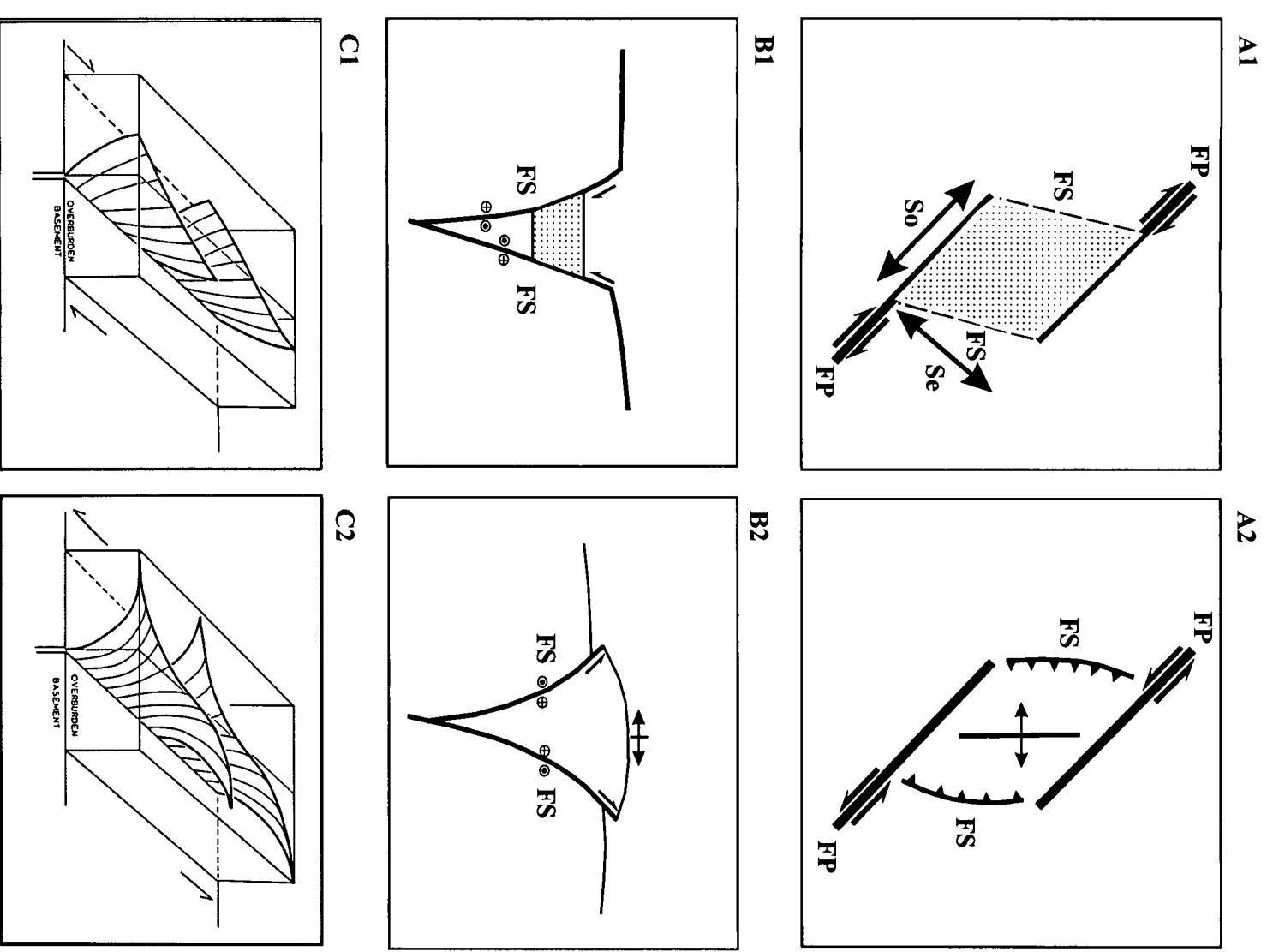


**Figura 3.5** Modelos de laboratorio de fallas de desgarre. **A)** Modelo evolutivo de una capa de arena sobre base rígida partida (Naylor et al. 1986). Etapa 1: desarrollo de fracturas Riedel ("R"). Etapa 2: desarrollo de *splays* en las terminaciones de la fracturas Riedel. Etapa 3: aparición de cizallas de bajo ángulo temporales. Etapa 4; formación de un patrón anastomosado en el que el desplazamiento principal se da en los planos principales (Planos "P" de Riedel, 1929). **B)** Modelo evolutivo de Tchalenko, 1970 en un experimento con capa de arcilla. **C)** Experimento sobre capa de arena con  $s_{Hmax}$  paralelo a la falla de basamento (Naylor et al. 1986). **D)** Experimento sobre capa de arena con  $S_{Hmax}$  perpendicular a la falla de basamento (Naylor et al. 1986).



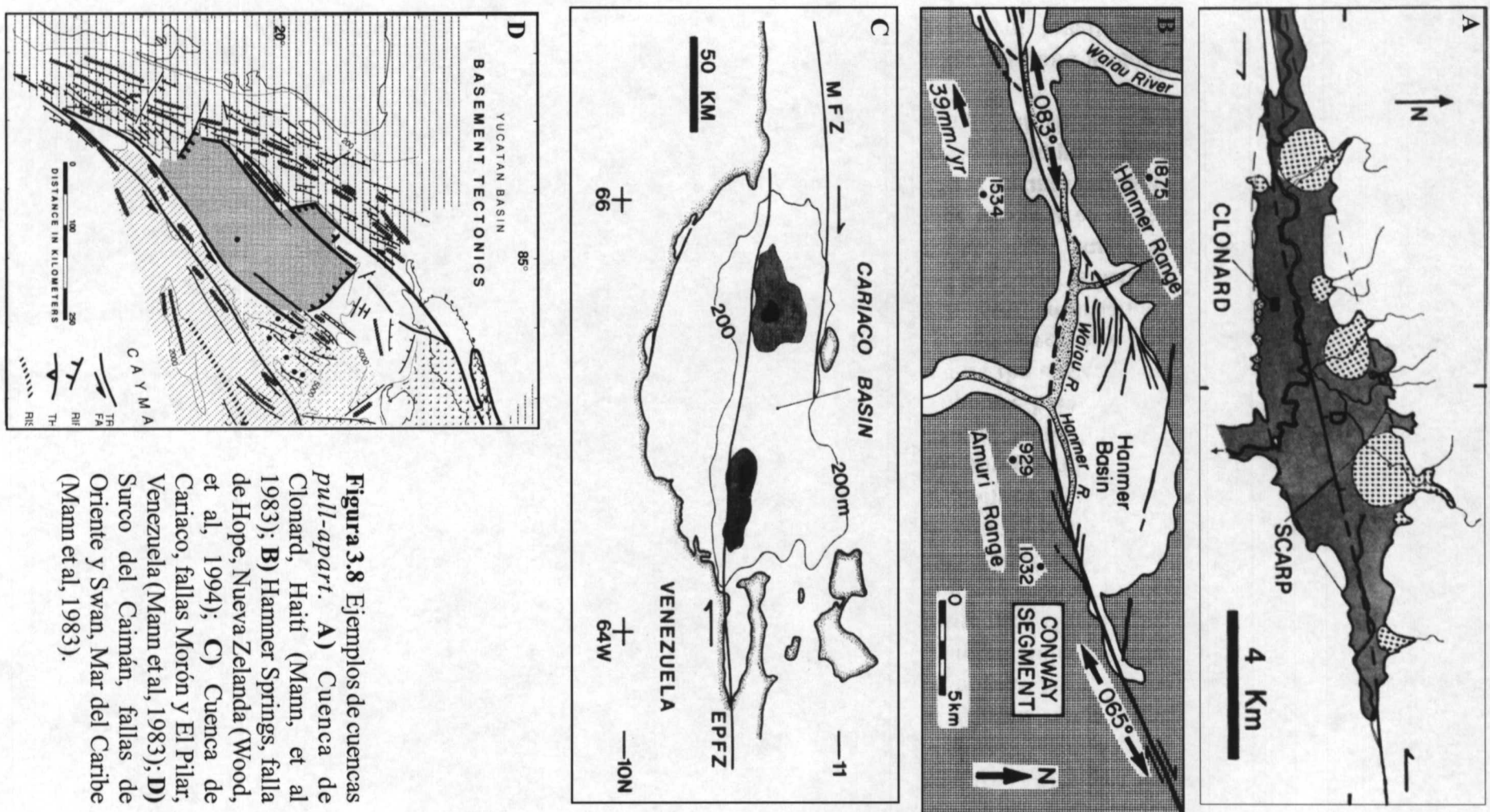


**Figura 3.6** Estructuras asociadas a inflexiones de la traza de fallas de desgarre: A) Tipos de inflexiones y escalones: *releasing bend*= inflexión compresiva; *restraining bend*= inflexión transensiva; *step over*= escalón; *separation*= separación; *overlap*= solape. B) Cuenca *pull-apart* formada en una escalón. C). Estructura de *push-up* formada en un escalón. D) Cuenca *pull-apart* y estructura de *push-up* formadas en inflexiones. E) *Duplex* sin elevación ni hundimiento. Figuras A, D y E tomadas de Woodcock y Fisher (1986). Figuras B y C tomadas de Aydin y Nur (1985)



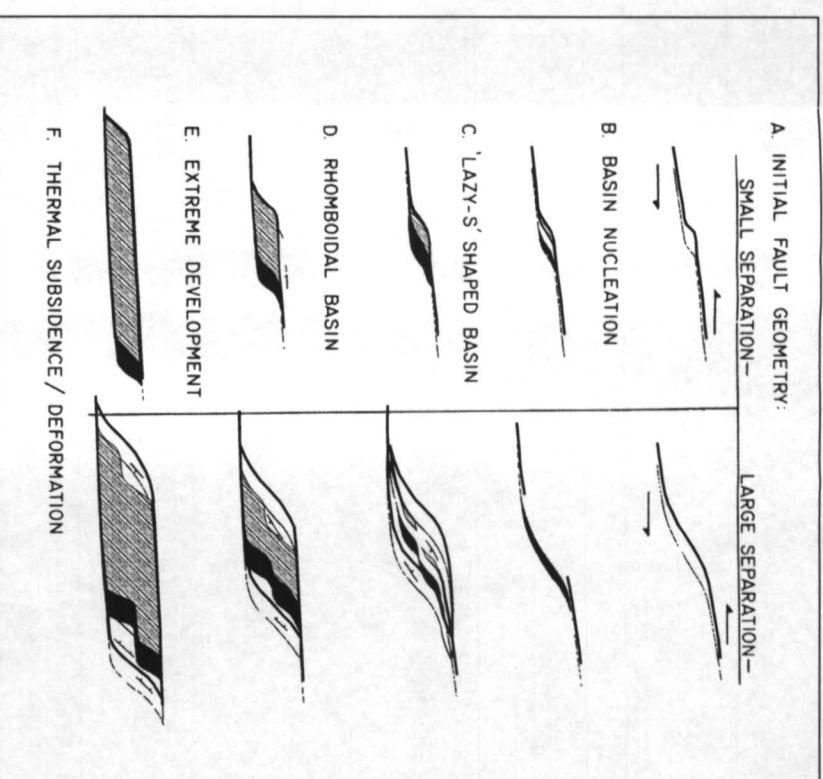
**Figura 3.7** Geometría de las cuencas *pull-apart* (A1, B1 y C1) y estructuras de *push-up* (A2, B2 y C2) asociadas a fallas de desgarre: A1 y A2: Tipos de fallas en una cuenca *pull-apart* y estructura de *push-up* (FP= falla principal; FS= falla secundaria; Se=separación; So=solape). Geometría bidimensional de las fallas secundarias: B1, estructura en flor negativa; B2, estructura en flor positiva. Geometría tridimensional de la fallas secundarias en una estructura en flor negativa (C1), y en flor positiva (C2). Figuras C1 y C2 tomadas de Sylvester (1988)





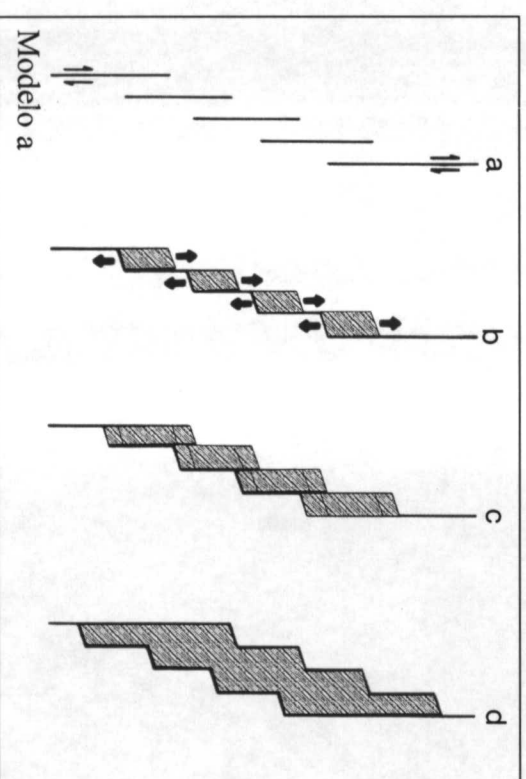
**Figura 3.8** Ejemplos de cuencas *pull-apart*. **A)** Cuenca de Clonard, Haití (Mann, et al 1983); **B)** Hammer Springs, falla de Hope, Nueva Zelanda (Wood, et al, 1994); **C)** Cuenca de Cariaco, fallas Morón y El Pilar, Venezuela (Mann et al, 1983); **D)** Surco del Caimán, fallas de Oriente y Swan, Mar del Caribe (Mann et al, 1983).

### 3.9.1

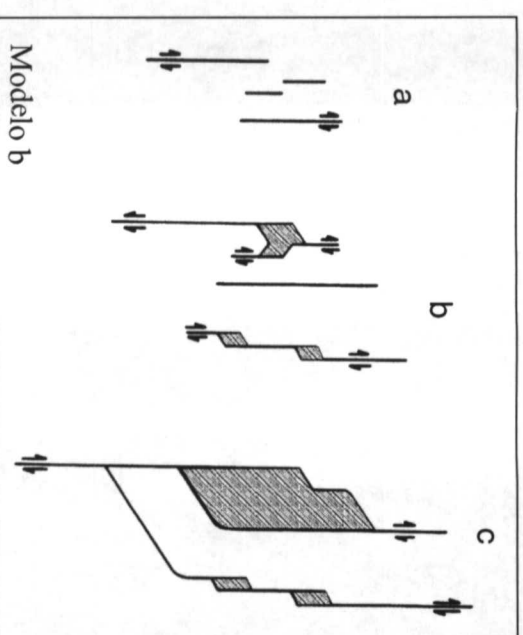


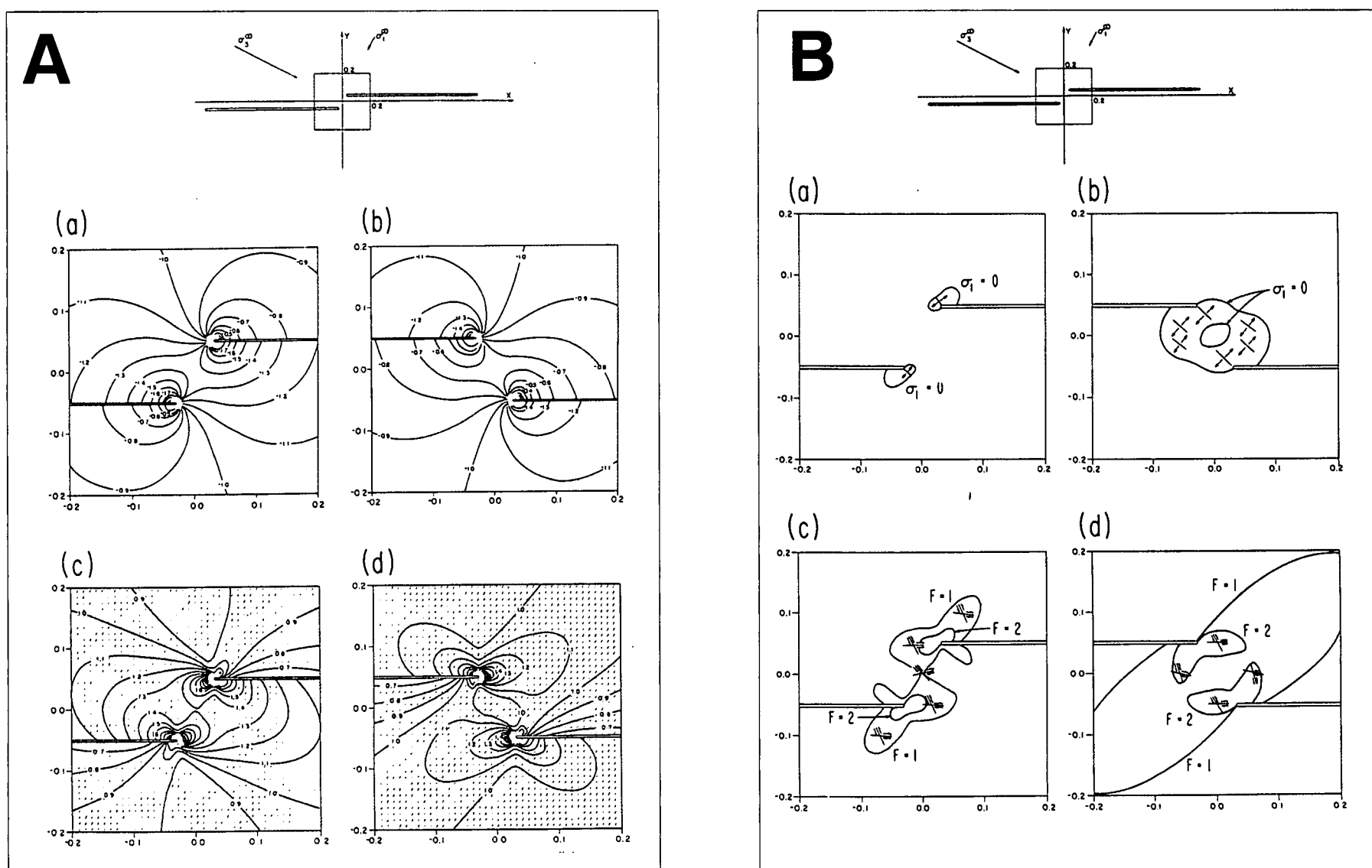
**Figura 3.9** Modelos de evolución de cuencas *pull-apart*. **3.9.1)** Modelo de Mann et al (1983) para separación de falla pequeña (columna izquierda) y grande (columna derecha); **A=** Geometría inicial de falla; **B=** Nucleación de la cuenca; **C=** Cuenca de forma de huso; **D=** Cuenca romboidal; **E=** desarrollo extremo de la cuenca. **3.9.2)** Modelo de coalescencia de cuencas pull-apart de Aydın y Nur (1982): **Modelo 3.9.2a** es un modelo de dos fallas principales y **Modelo 3.9.2b** es un modelo para una área con fracturación densa.

### 3.9.2a

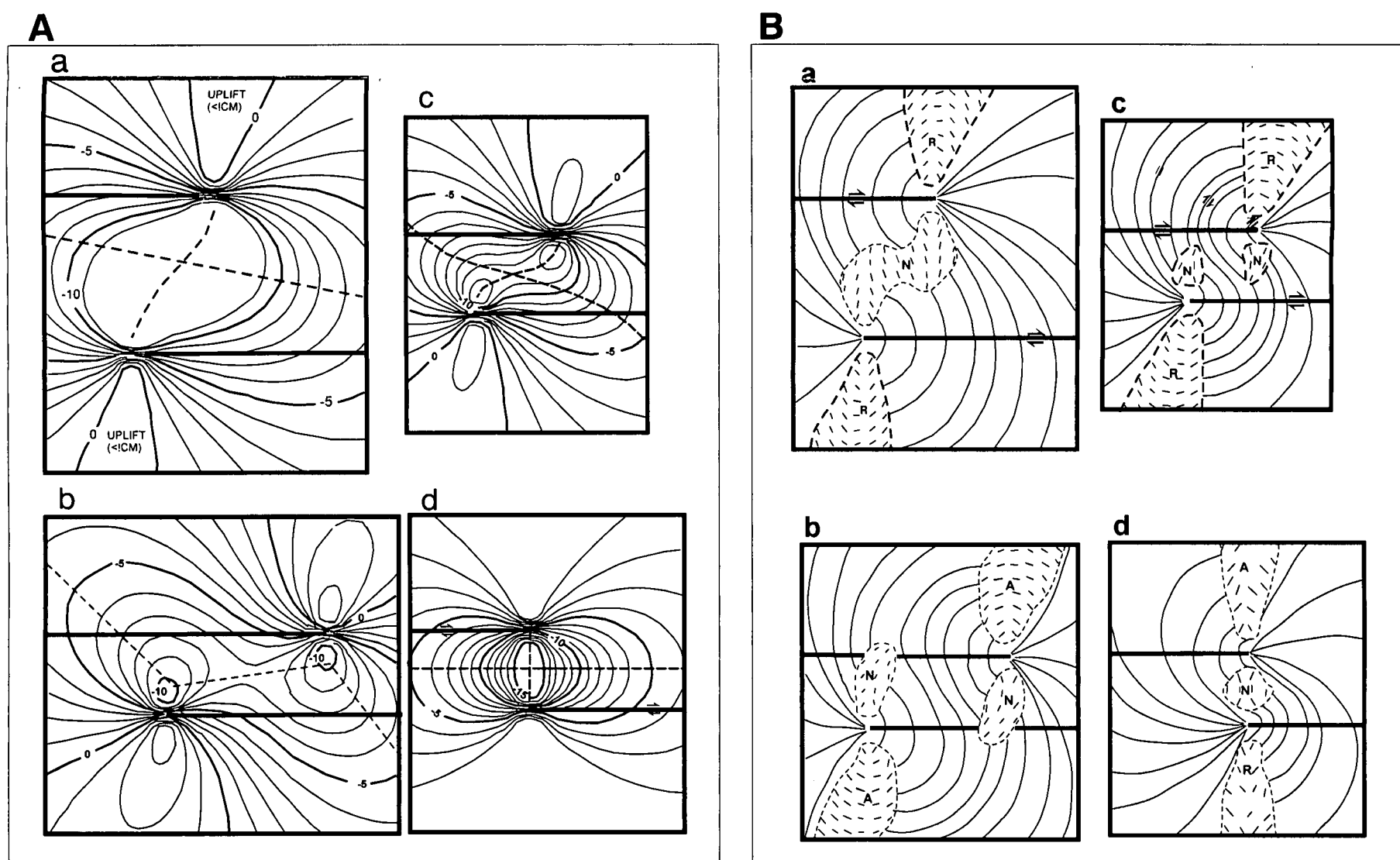


### 3.9.2 b





**Figura 3.10** Modelo matemático de creación de cuencas *pull-apart* de Segall y Pollard (1980). **A)** Distribución de esfuerzos. **B)** Distribución de la fracturación secundaria.



**Figura 3.11** Modelo matemático de creación de cuencas *pull-apart* de Rodgers (1980). **A)** Distribución de desplazamientos verticales. **B)** Distribución de la fracturación secundaria.



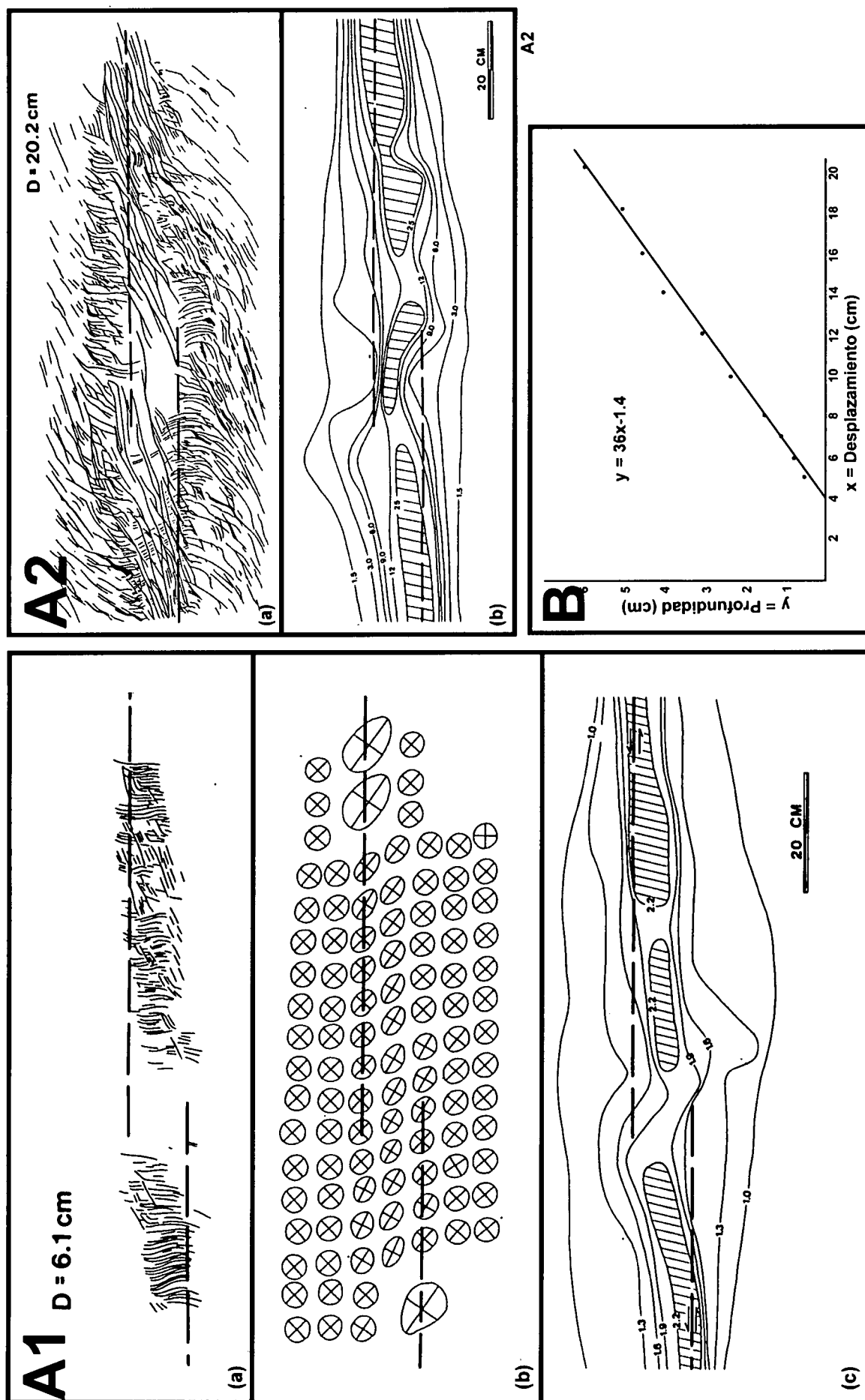
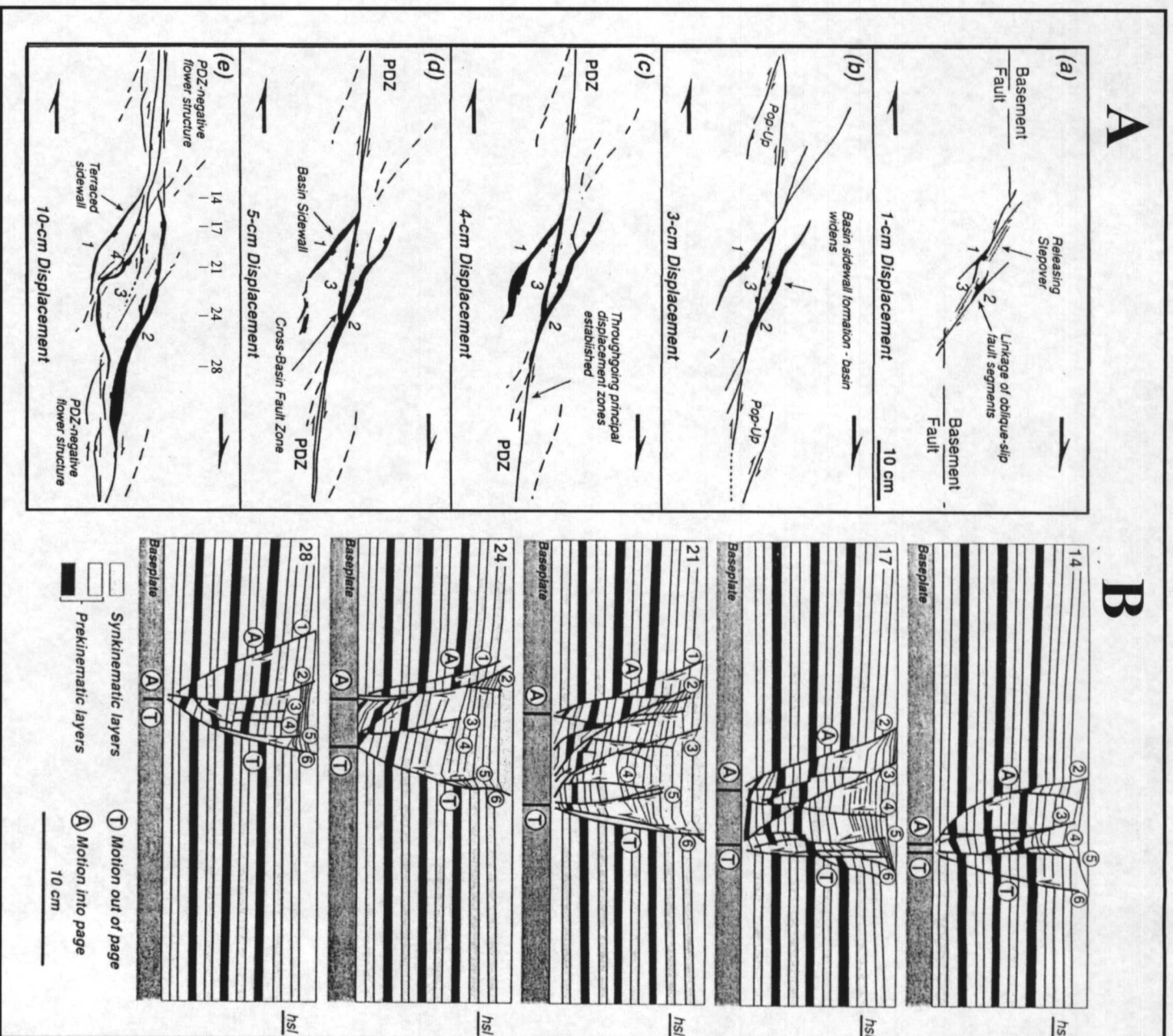
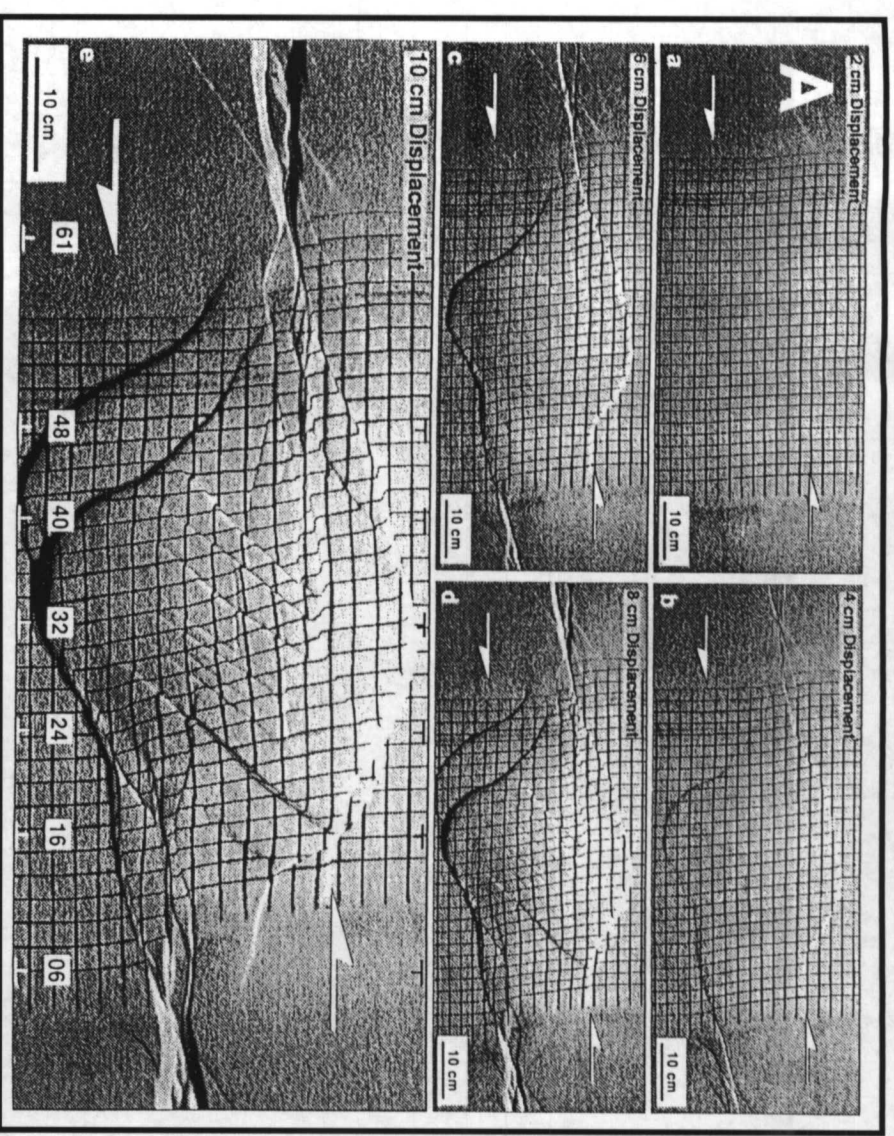


Figura 3.12 Modelo analógico en arcilla de la evolución de cuencas pull-apart de Hempton y Neher (1986). Fases inicial (A1) y final (A2) del experimento. B) Gráfica con datos y ecuación de subsidencia de la cuenca en función del desplazamiento horizontal.

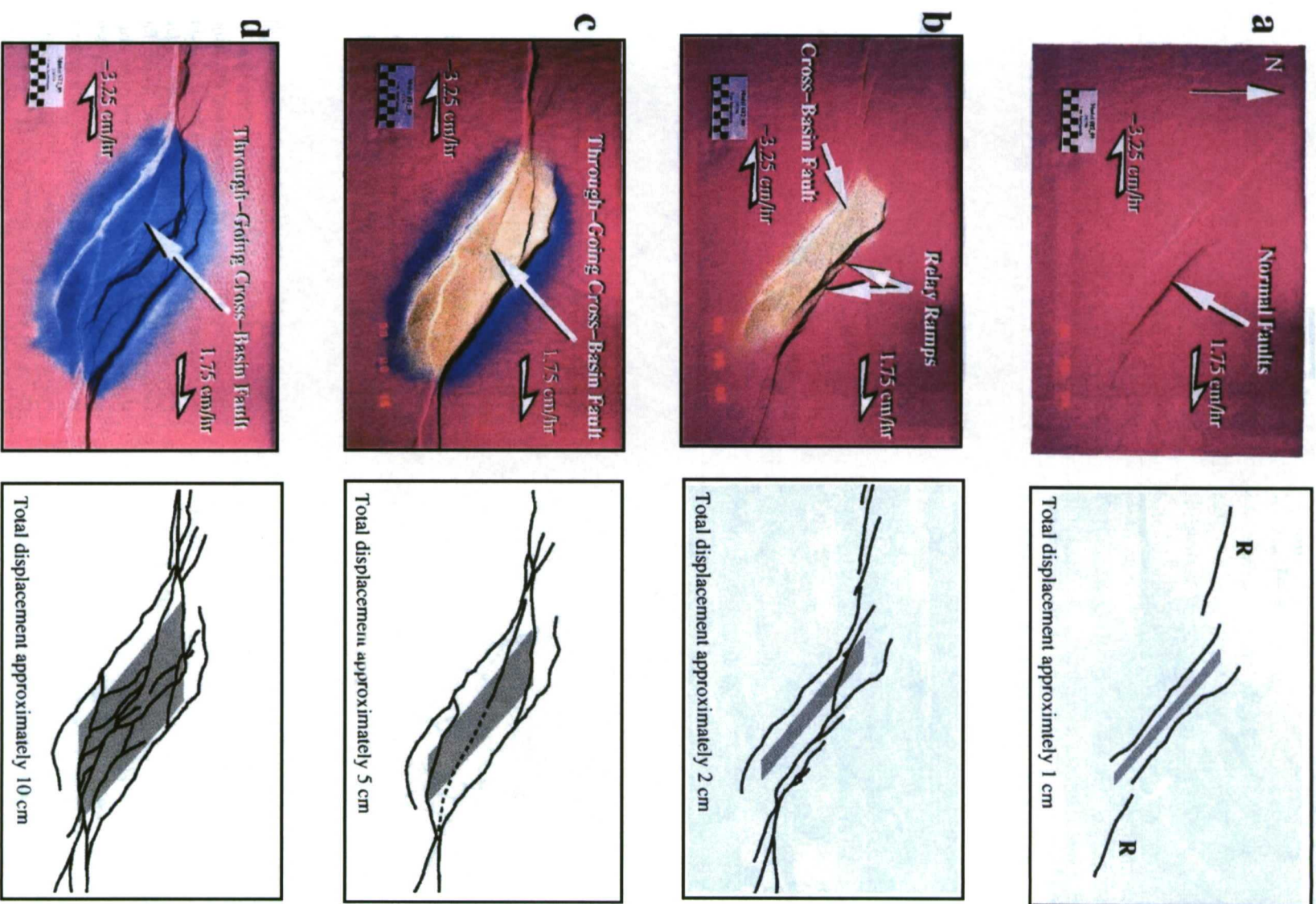


**Figura 3.13** Modelo analógico en arena de la evolución de una cuenca *pull-apart* (Doolley y McClay, 1997). **A)** Vista en planta de la evolución de una cuenca *pull-apart* que se desarrolla con una inflexión de  $30^\circ$  (*underlap*, no solape). **B)** Vista en sección del estado maduro de la cuenca *pull-apart* de la figura A), localización de las secciones en la figura A(e).

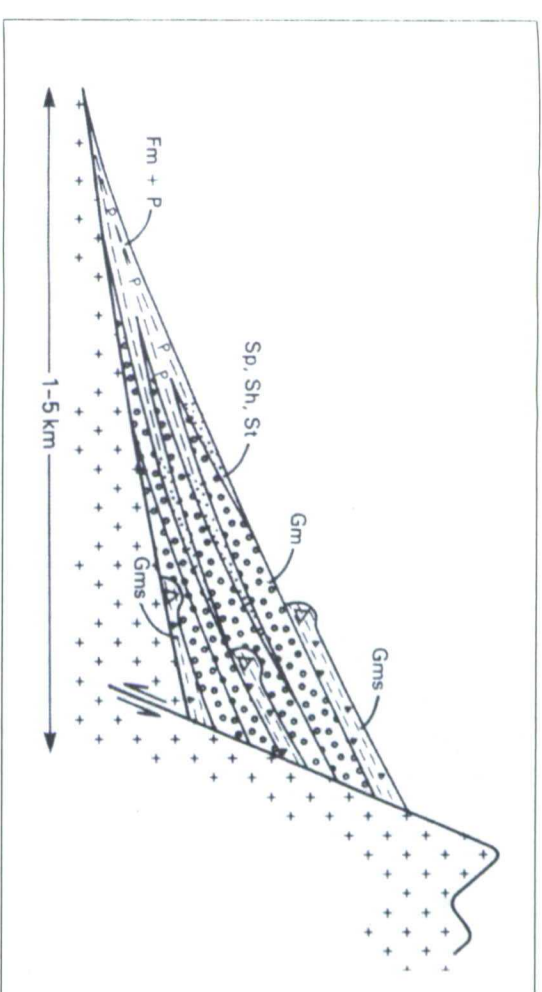


**Figura 3.14** Modelo analógico en arena de la evolución de una estructura *push-up* (Doolley et al, 1999). **A)** Vista en planta de la evolución de una estructura *push-up* que se desarrolla desde una inflexión de  $150^\circ$  (*overlap* = solape). **B)** Vista en sección del estado maduro de la estructura *push-up* de la figura A), localización de las secciones en la figura A(e).

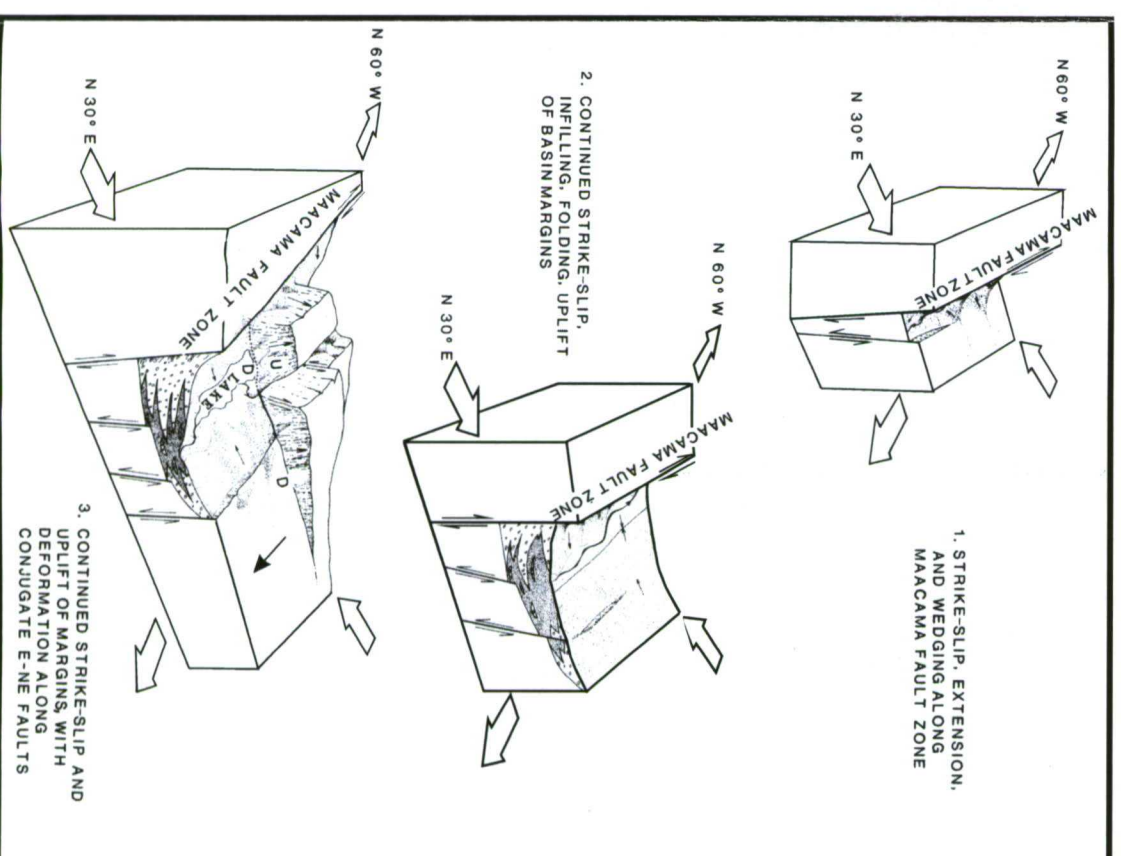




**Figura 3.15** Modelo analógico en arena de evolución de una cuenca *pull-apart* Rahe et al (1998). El desarrollo de una falla que cruza la cuenca (*cross-basin fault*), aparece en estadios intermedios y se realiza en la madurez de la cuenca.

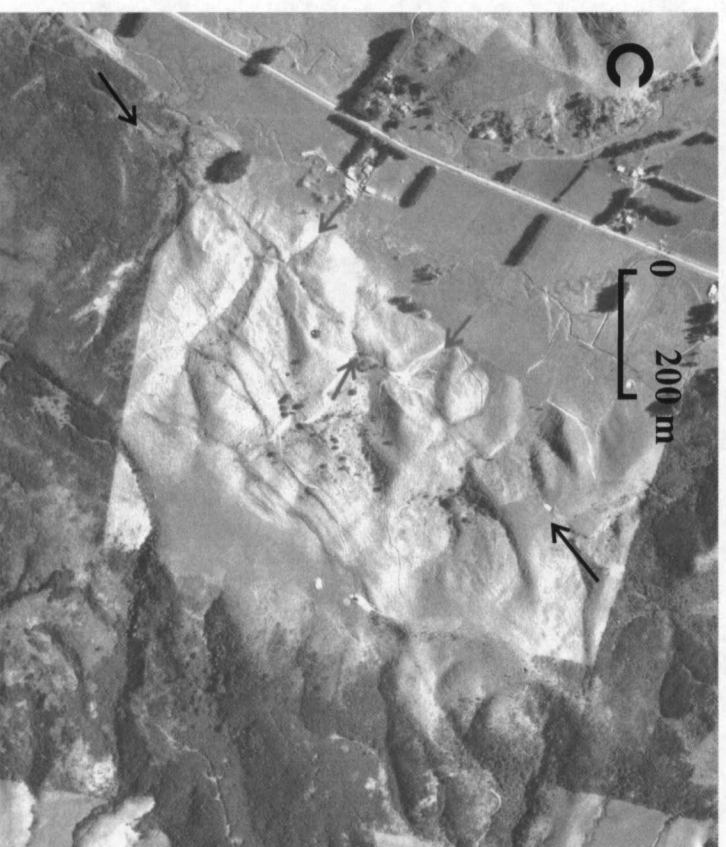
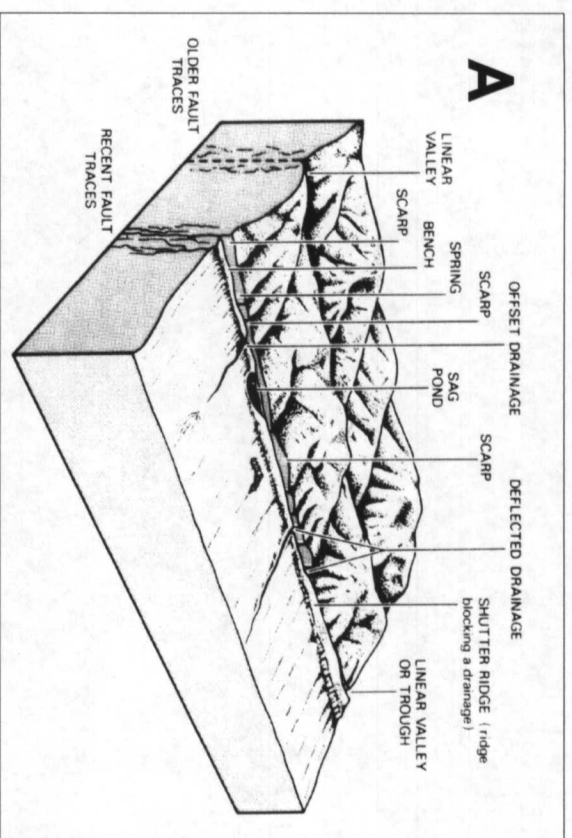


**Figura 3.16** Tipos de facies sedimentarias asociadas a abanicos aluviales (modificada de Rust y Koster 1984). La definición de los términos se muestra en la Tabla 3.1 del texto.

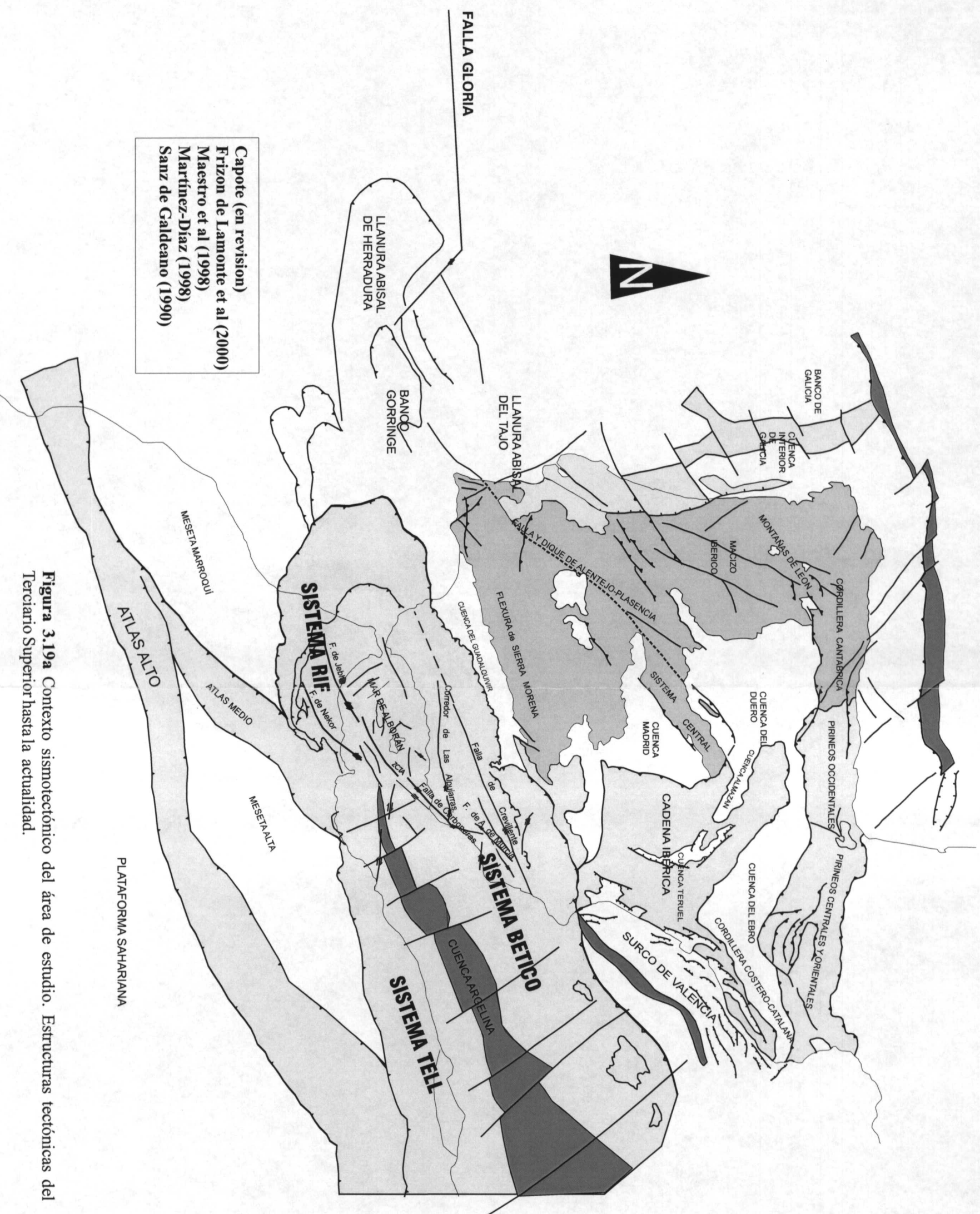


**Figura 3.17** Ejemplos de sedimentación en cuencas *pull-apart* neógenas en ambientes sedimentarios continentales, falla de San Andrés (McLaughlin y Nilsen, 1982).





**Figura 3.18** A) Elementos geomorfológicos de fallas de desgarte según Keller, et al, (1986). *Linear valley*= valle lineal; *scarp*= escarpe de falla; *deflected drainage*=cursos de ríos o arroyos desplazados; *bench*= hombreras; *sag ponds*= pequeños lagos asociados a bloques del drenaje; *shutter ridges*= cuando interfluvio y valles se enfrentan a ambos lados de la falla debido al desplazamiento; *spring*= manantial. B) Terrazas fluviales de ~2.800 años de edad, desplazadas por la falla de Hope (tasa de deslizamiento 20mm/años, Van Disen, 1989). C) Arroyos desplazados por la falla de Wairarapa (9 mm/año, Van Disen y Berryann, 1995). D) Superficie de agradación de ~ 80.000 años, desplazada por la falla de Carterton; el desplazamiento horizontal es difícil de estimar (~2 mm/año; Zachariassen *et al* 2000). Las flechas negras señalan la dirección y localización de la falla. Las flechas rojas, la localización de elementos geomorfológicos desplazados.





**Figura 3.19a** Contexto sismotectónico del área de estudio. Estructuras tectónicas del Terciario Superior hasta la actualidad.



## LEYENDA

Herraiz et al (2000)

Trayectorias de Shmax

-  Construcción de los mecanismos focales de los sismos que ajustan a la moda principal.
-  Construcción de los mecanismos focales de los sismos que ajustan a la moda secundaria.

13/05/86  
Fecha del evento (día/mes/año)  
Dato Bibliográfico (Ribeiro *et al.*, 1996)



Morel y Meghraoui (1996; datos de Bufforn et al, 1988 y Grimson y Chen, 1986



Magnitud

8.0	7.0	6.0	5.0	4.0
-----	-----	-----	-----	-----

MOPT (1991)

-  Espesor de corteza
-  Línea de batimetría de 2000m

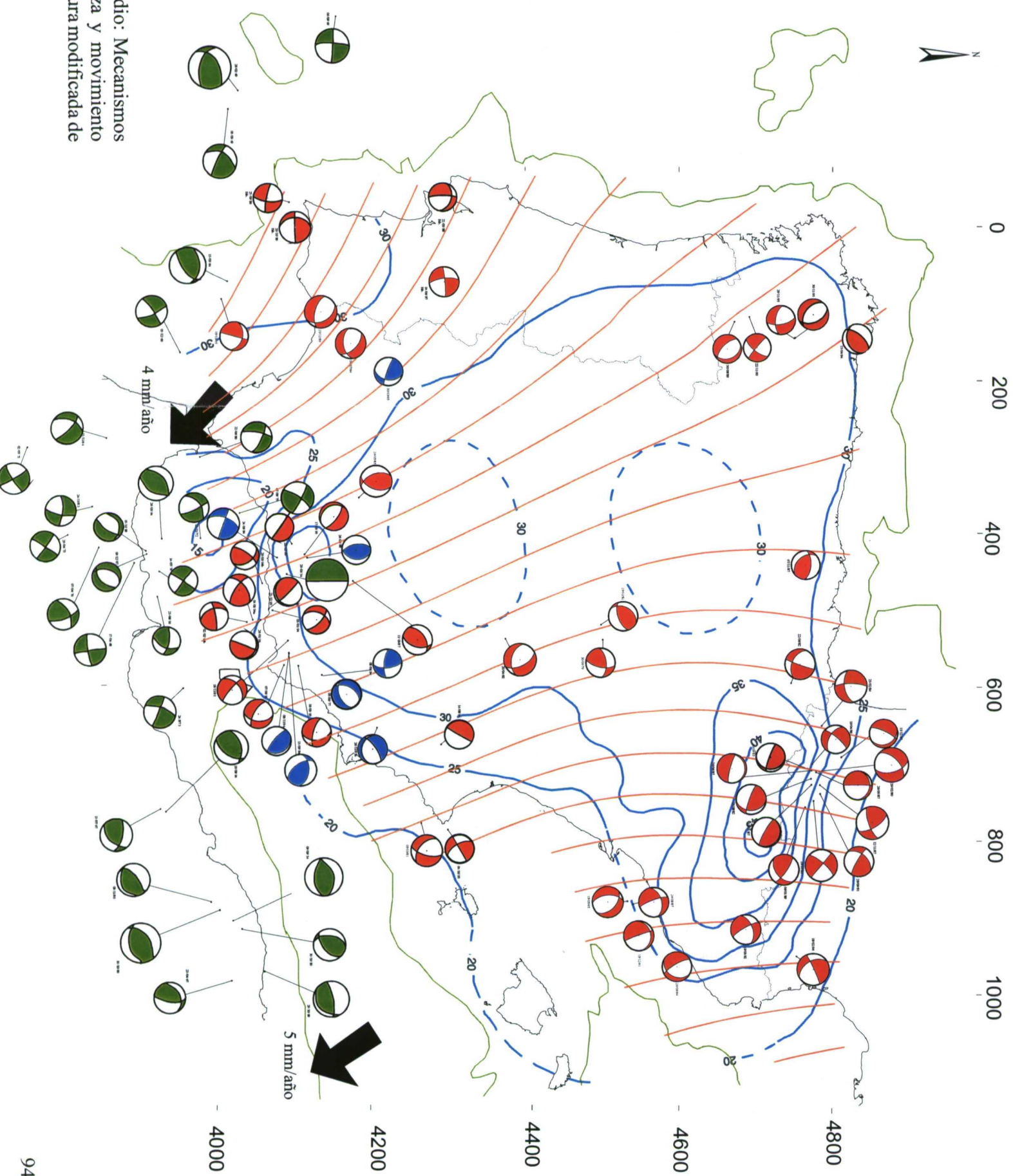
Argus et al (1989)

 Velocidad relativa de la Placa  
Eurasática respecto a la Africana

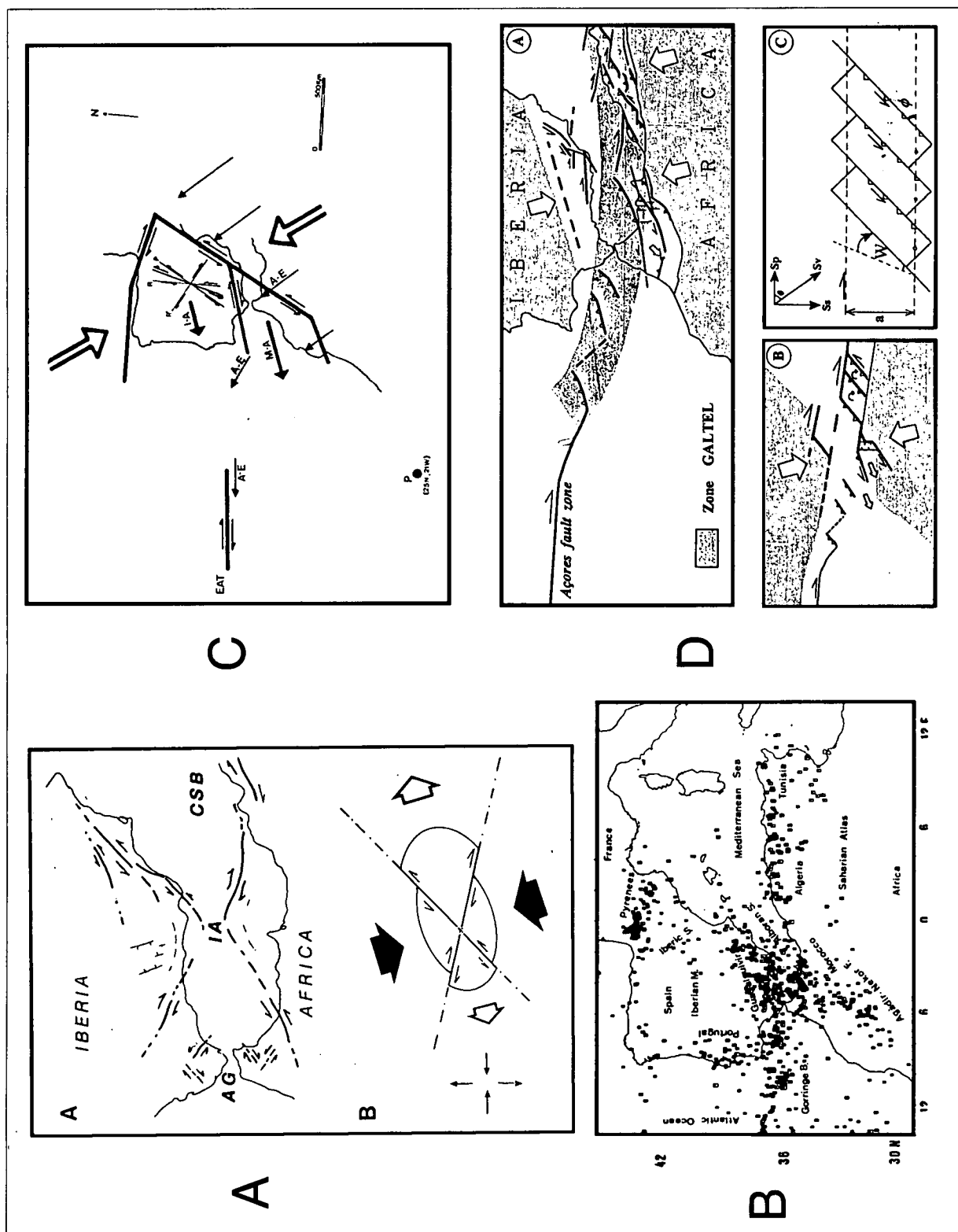
4 mm/año



Proyección de datos en un plano de Lambert  
Coordenadas: UTM referenciadas al Datum 96



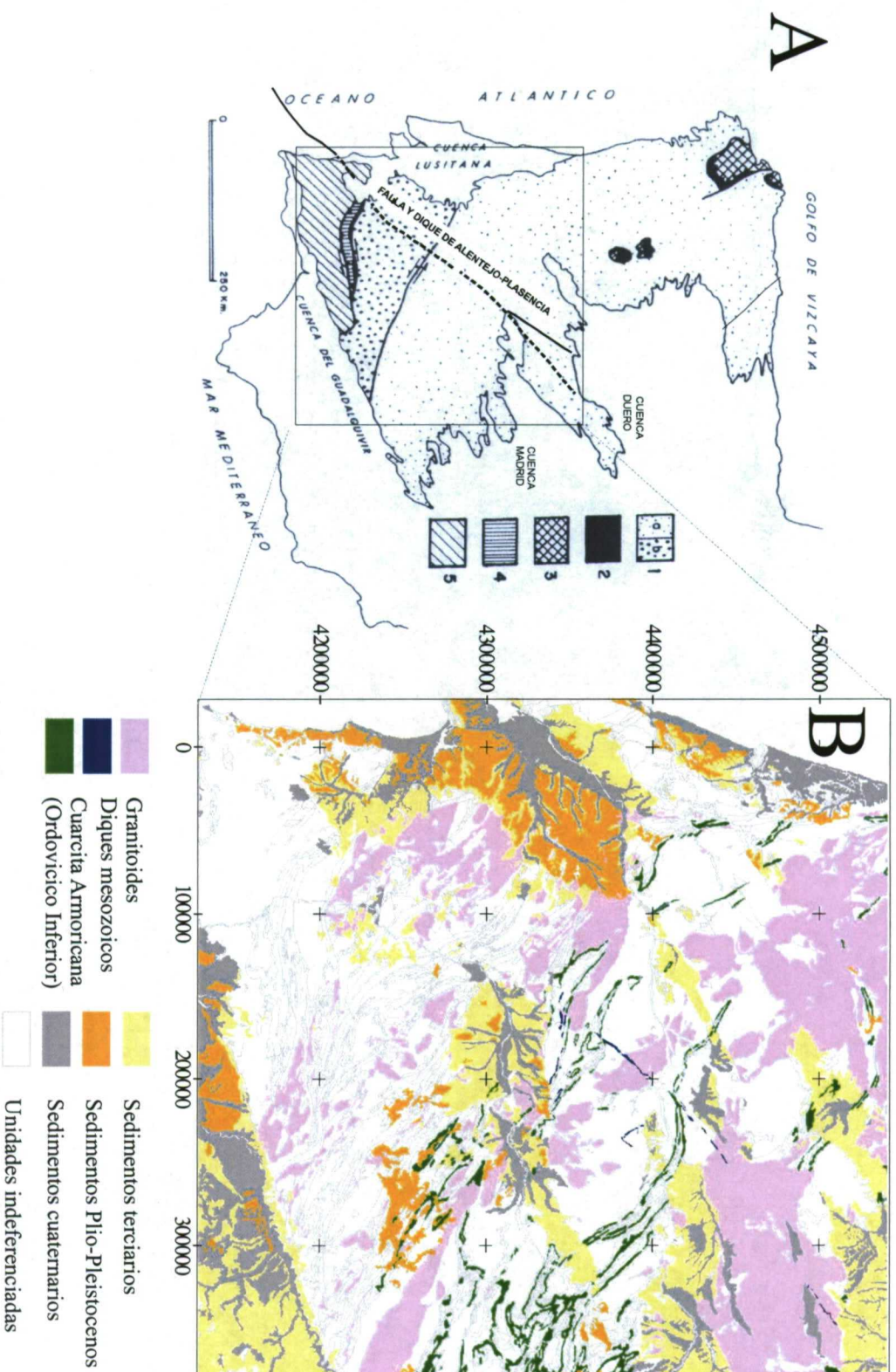
**Figura 3.19b** Contexto sismotectónico del área de estudio: Mecanismos focales, trayectorias de esfuerzos, espesor de la corteza y movimiento relativo del la placa Eurasática respecto a la Africana (figura modificada de CSN, 1999).



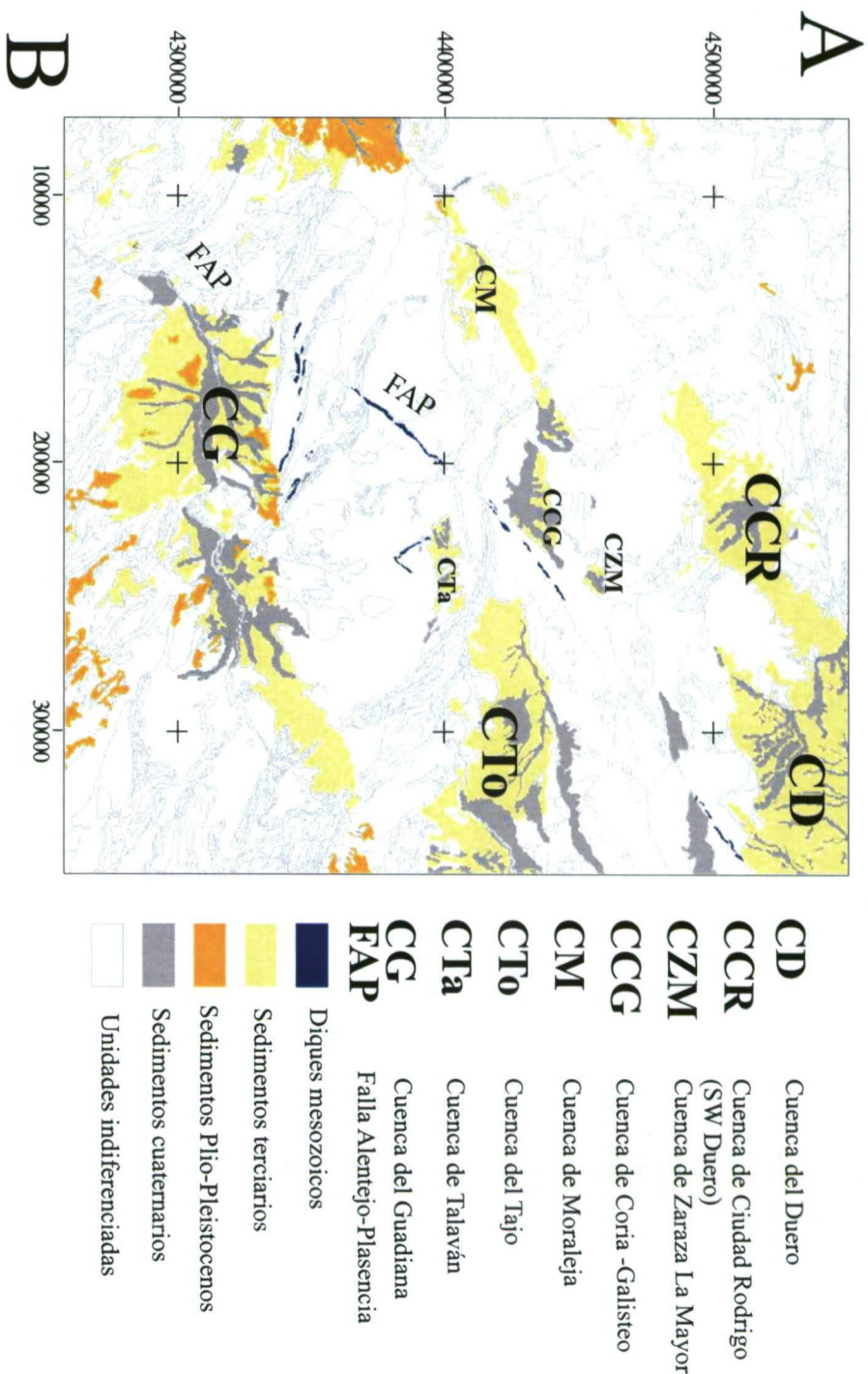
**Figura 3.20** Modelos sismotectónicos para la zona Ibero-Magrebí en los que se intenta relacionar la estructuración regional, con visión geodinámica, y la actividad sísmica de la zona. A) Vegas (1991); B) Bufo et al (1995); C) Fonseca y Long (1991); D) Morel y Meghraoui (1996). Figura modificada de Martínez-Díaz (1998).



**Figura 3.21** A) Mapa de terrenos tectonoestratigráficos en el Macizo Ibérico. 1: Autóctono Ibérico proterozoico; 2: Terreno Ossa-Morena; 3: Terrenos Ofiolíticos (Noroccidental y Beja-Acebuches indiferenciados); 4: Terreno pulo du Lobo; 5: Terreno Sur-Portugués (modificada de Quesada, 1991). B) Localización del dique y los sinclinales de cuarcitas (Modificada del Mapa Geológico de la Península Ibérica a escala 1:1.000.000, ITGE, 1994)

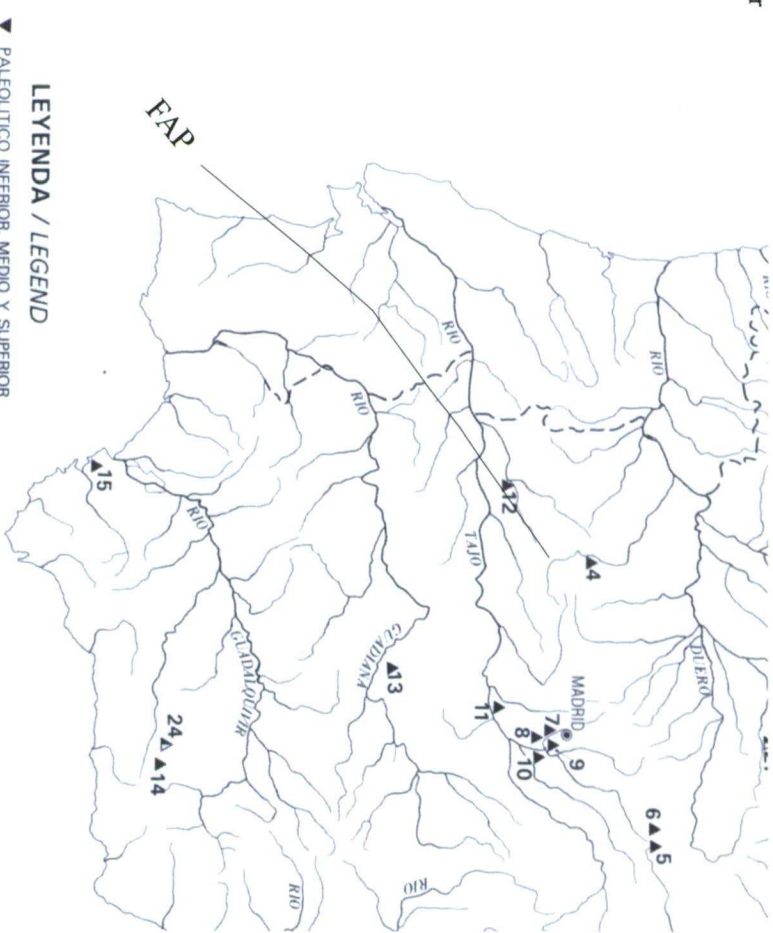






Epoca	Cuenca del Duero Sanjseban et al, 1996	SW de la Cuenca del Duero Matin Serrano, 1989	SW de la Cuenca del Duero Sanjseban et al, 1991	Cuenca de Talaván Fdez Macarro et al, 1990	Fases tectónicas Sanjseban et al, 1996
Plioceno	S	TSC-C	Series Ocre	Ciclo Ocre	Iberomanchea
	I				
Mioceno	S	TSC-B	Series Rojias	Ciclo Rojo	Estarica II
	M				
	I				
Oligoceno	S	TSC-A	Cong Retortillo	Unidad Arcósica	Estarica I
	M				
	I				
Eoceno	S	P-1	Unidad Paleógena Superior	Unidad Arcósica	Pirenaica
	M				
	I				
Paleoceno	S	MC	Unidad Paleógena Inferior	Series Siderolíticas	Pre-pirenaica
	M				
	I				
Cretácico	S				Neolaramica
	I				

**Figura 3.22 A)** Localización de las distintas cuencas terciarias en las cercanías de la falla de Alentejo-Plasencia (Modificada del Mapa Geológico de la Península Ibérica a escala 1:1.000.000, ITGE, 1994). **B)** Correlación de los sedimentos de cuencas cercanas a la FAP.



**Figura 3.23** Localización de los yacimientos arqueológicos principales relacionados con los ríos Tajo y Guadiana. FAP: Falla Alentejo-Plasencia. Figura modificada de Santoja, 1989



Molina et al, 1985

Aproximación a la Evolución Morfológica del Macizo Hespérico					
EDAD	FASES TECTONICAS	SUPERFICIES Y SECUENCIAS SEDIMENTARIAS	EVOLUCION DEL PAISAJE	PROCESOS	EVOLUCION CLIMATICA
CUATERNARIO	1.8-2.3	Terrazas Pedimentos y Glacis	Jerarquización	Costras Calizas	Humid. arid.
TERCIARIO	22.5	Rañas Superficie Paramo Serie Post-Arcósica	Inicio Red Fluvial Pedimentos marginales	Drenaje deficiente. Costras Calizas. Tierra Rasa	?
	58	Serie Arcósica	Estructuración del Relieve Actual	Montes de Montmorillonita	
	65	Serie Pre-Arcósica	Relieve en Bloques	Silicificaciones. Coraza Ferrugin.	
SECUNDARIO		Pediplanos	Ondulación del Zócalo	Manto Laténtico	

\* Con expresión morfológica en el zócalo

Molina et al, 1985

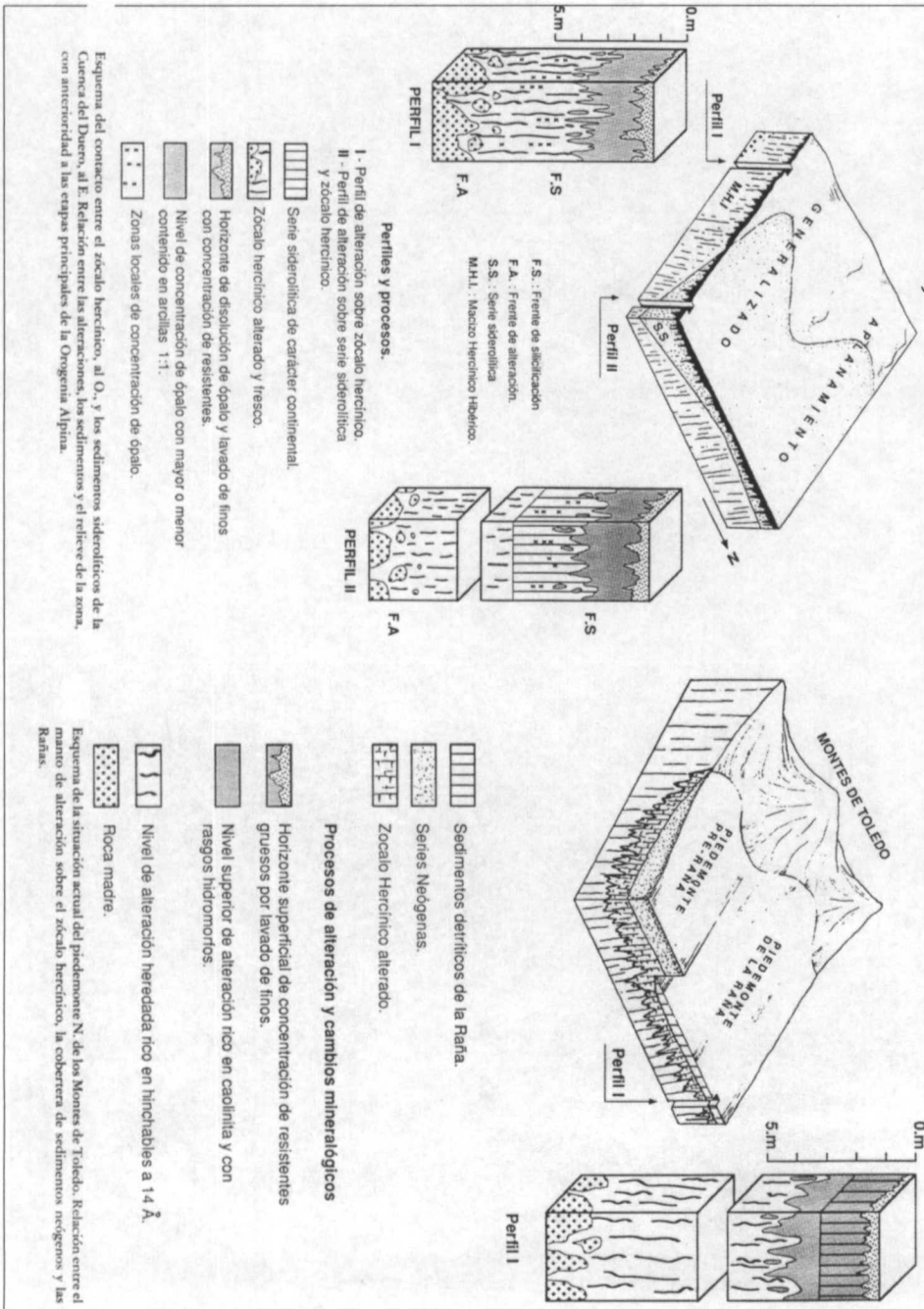
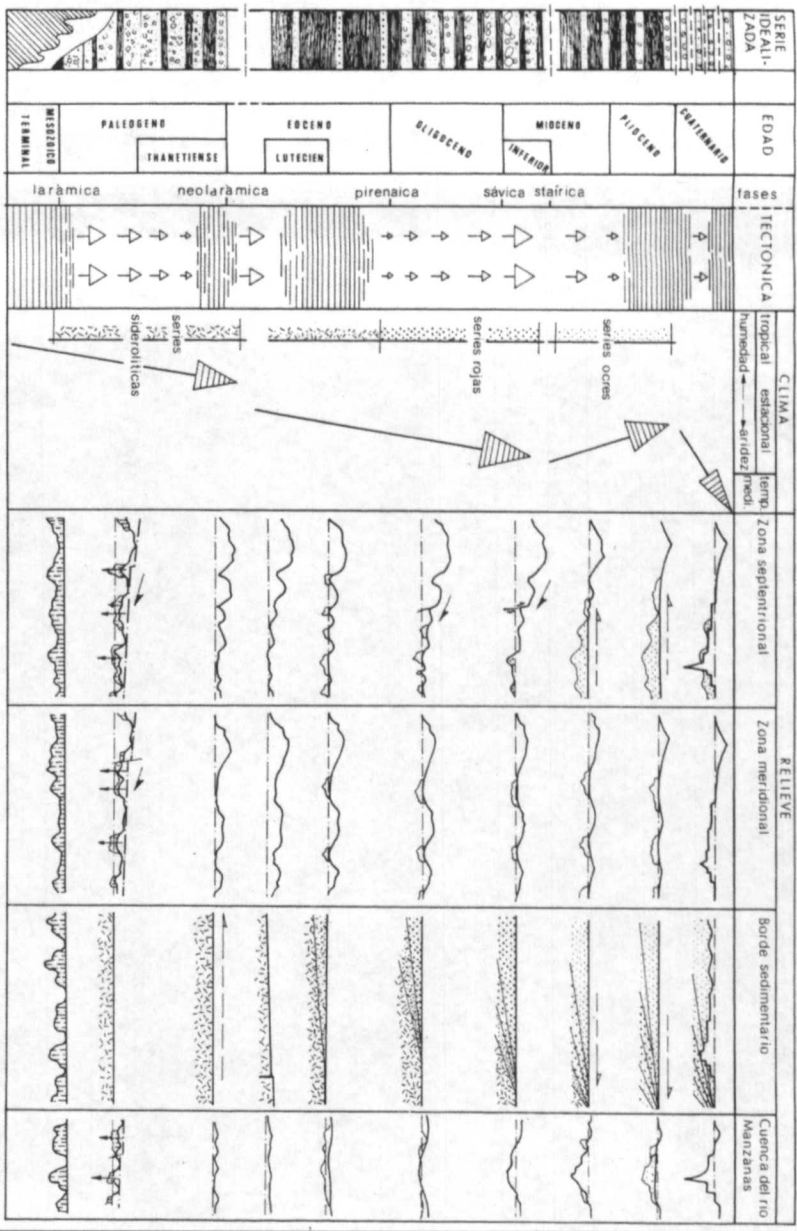
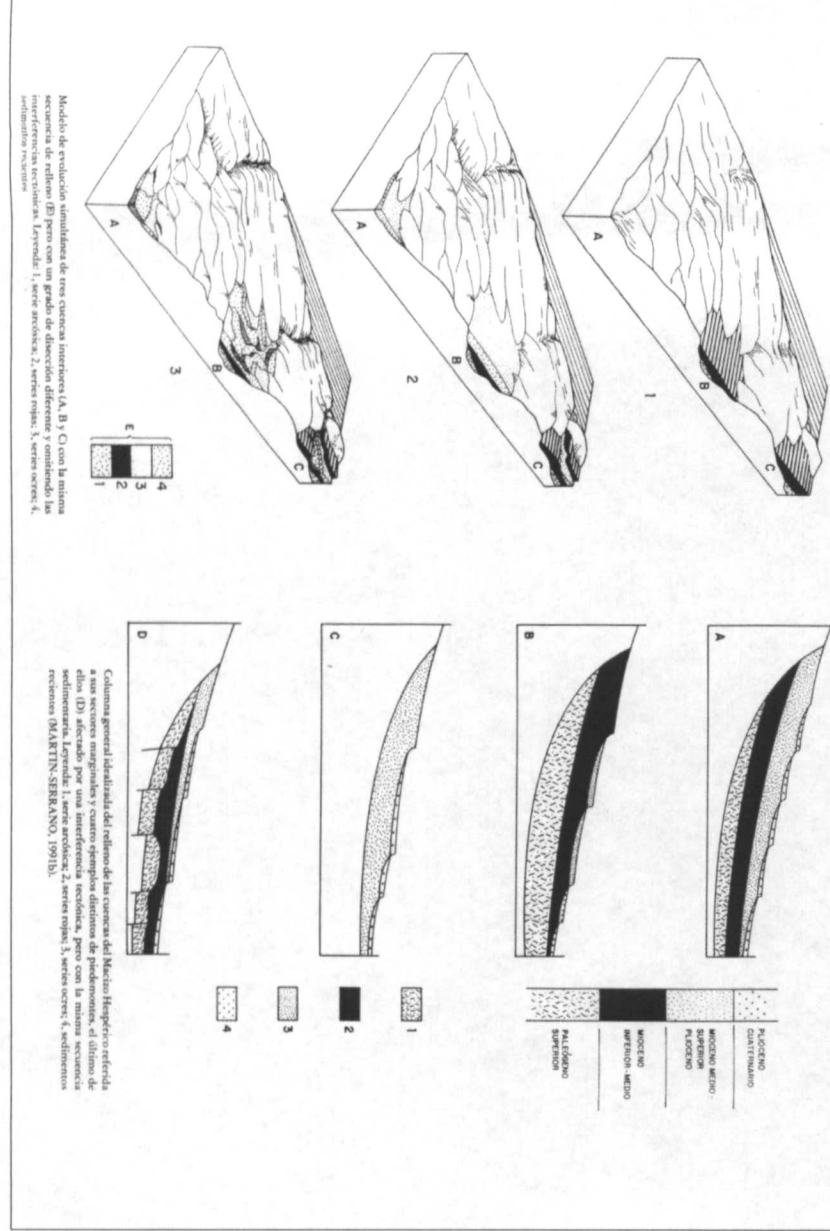


Figura 3.24 . Modelos de evolución geomorfológica del Macizo Hespérico.

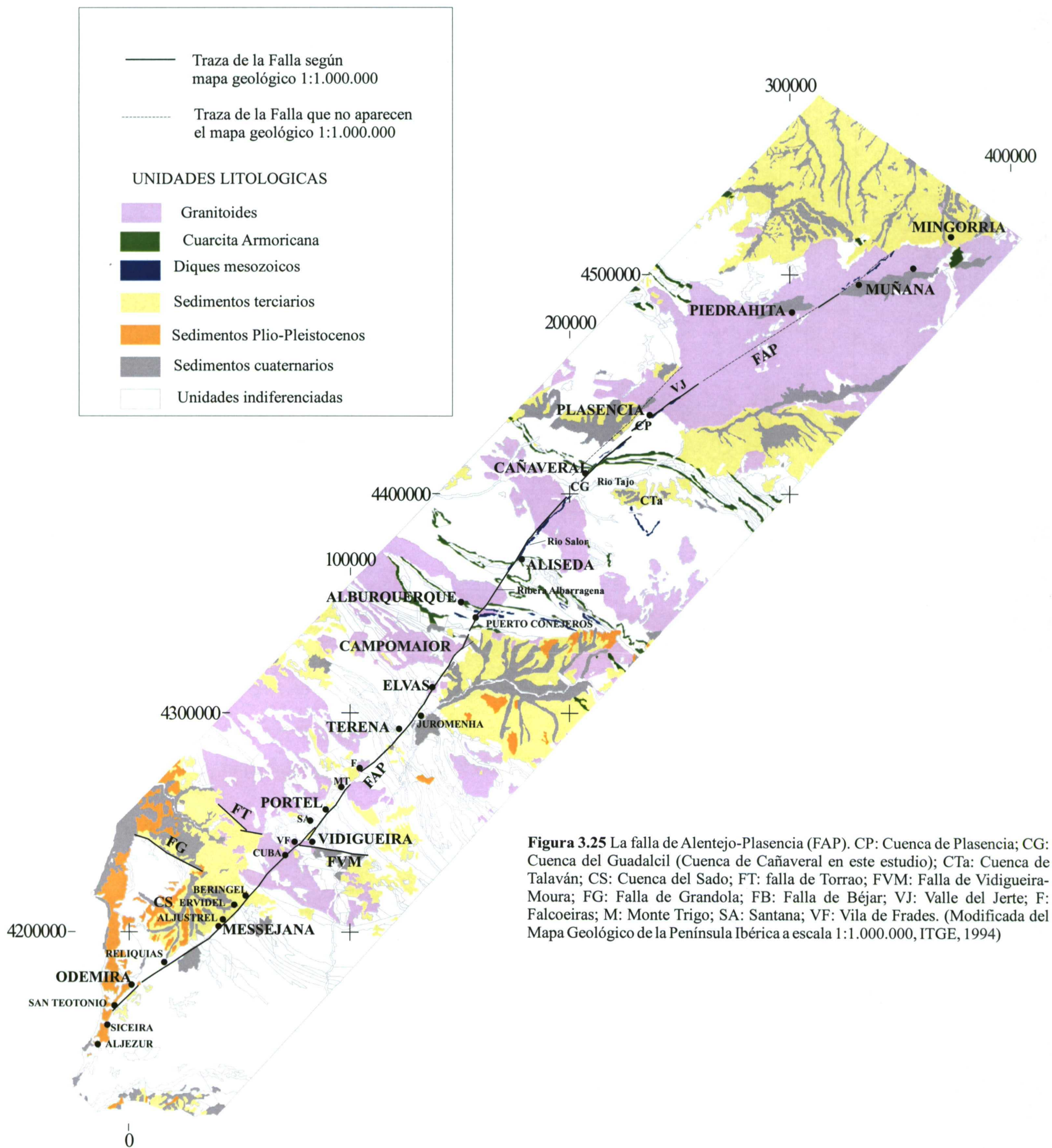
Martín Serrano, 1989



Martín Serrano, 1994



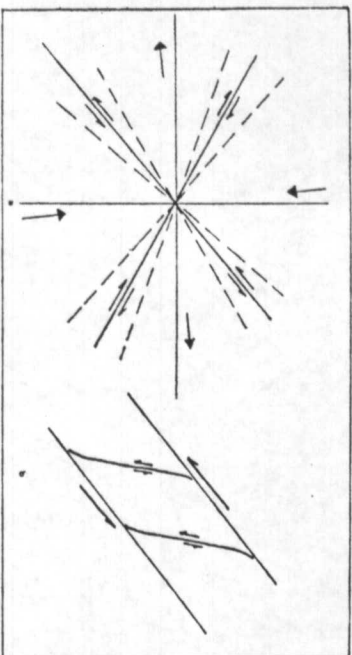
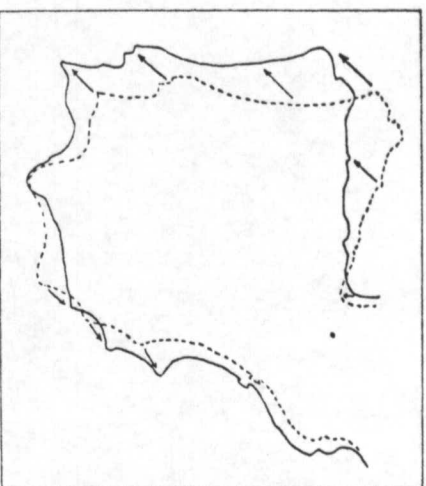




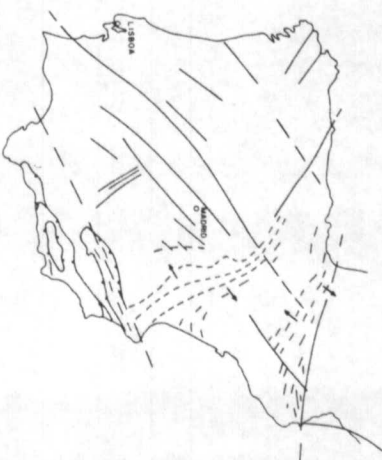
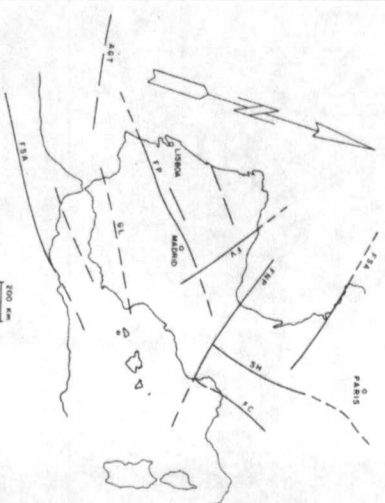


A

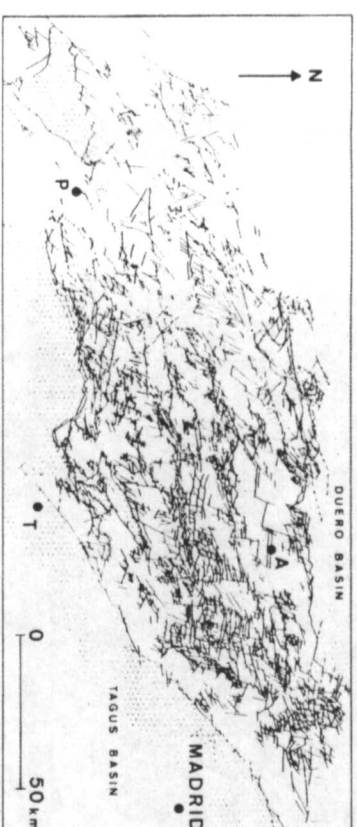
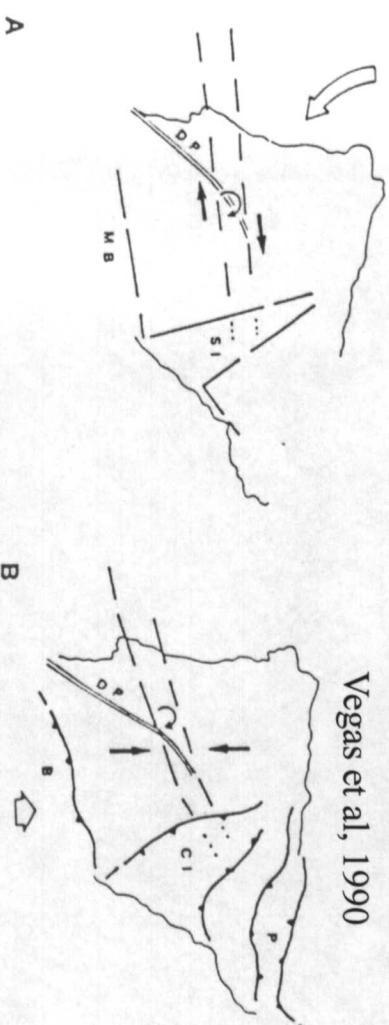
Parga, 1969



Vegas, 1975



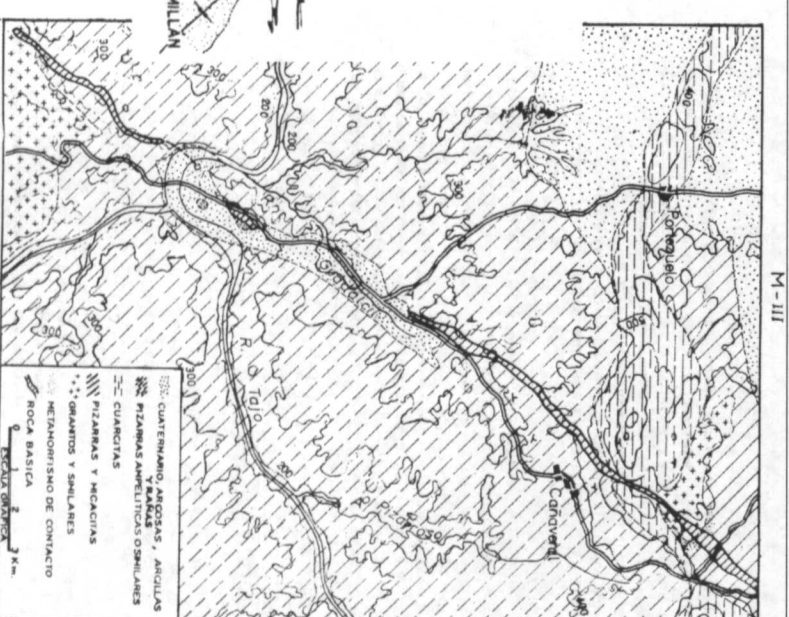
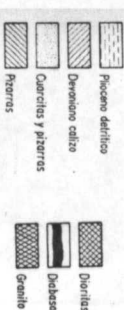
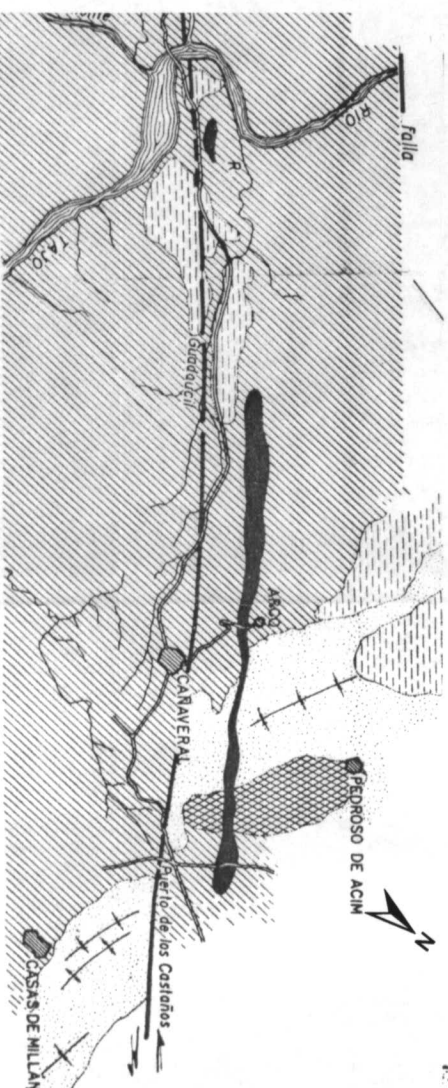
Vegas et al, 1990



**Figura 3.26** Estudios sobre la Falla y el Dique de Alentejo-Plasencia. A) El papel de la FAP en distintos modelos geodinámicos del centro peninsular. B) Cartografía geológica de la Cuenca de Guadalquivir-Cañaveral.

B

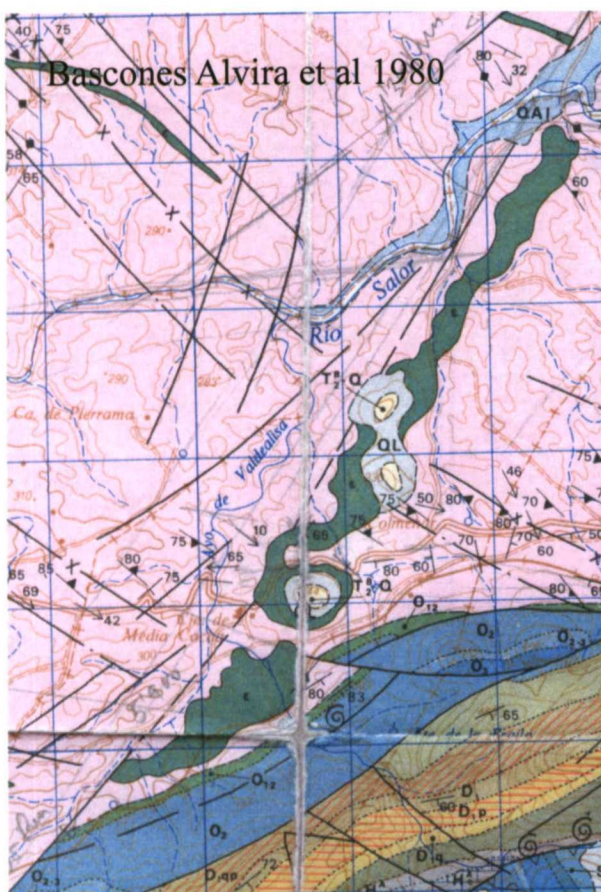
Quesada García, 1960



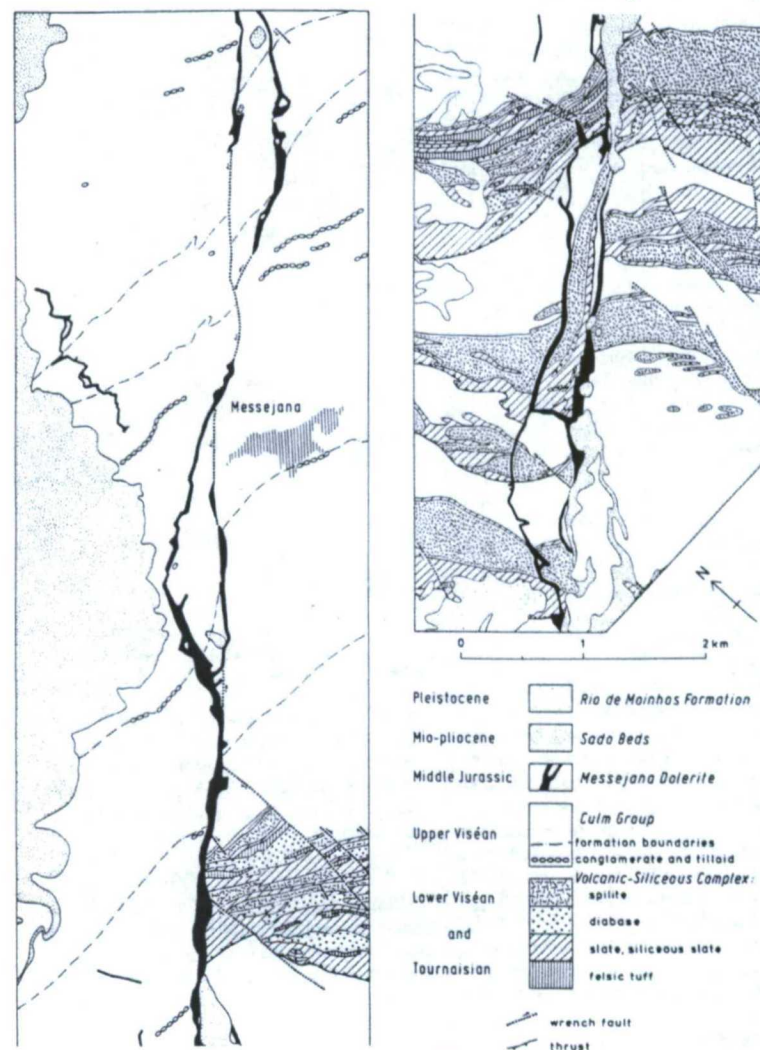
García de Figuerola, 1963



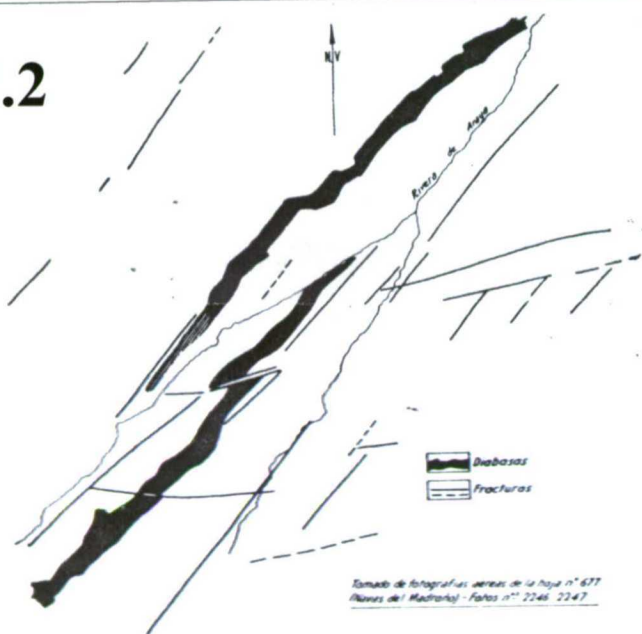
C.1



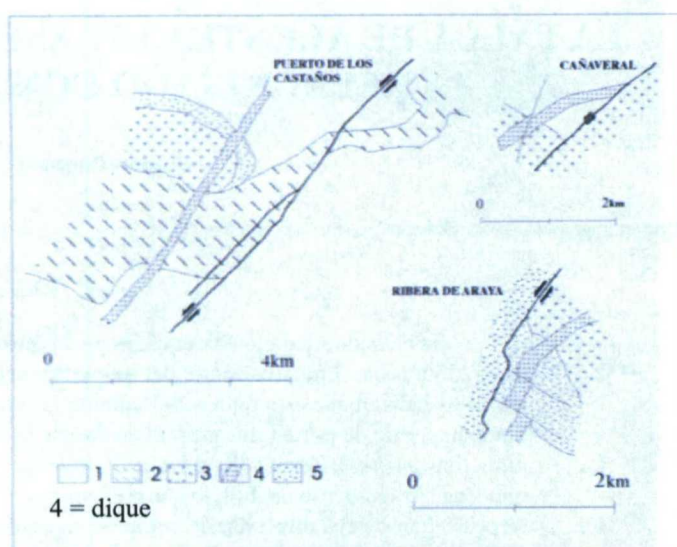
Schermerhorn y Staton, 1969



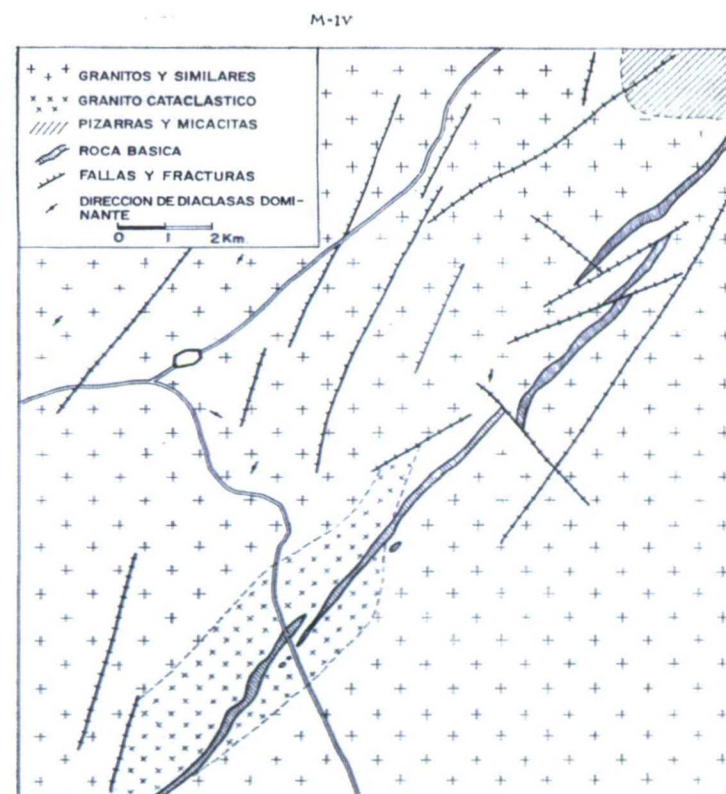
C.2



Quesada García, 1960



Capote y Villamor, 1999



García de Figuerola, 1963

**Figura 3.26 (cont)** Estudios sobre la Falla y el Dique de Alentejo-Plasencia. Cartografía geológica del dique. C.1: Geometrías que indican que el dique se emplazó en una falla preexistente. C.2: Geometrías que indican que la falla, de edad posterior, desplaza al dique.

#### **4.0. CINEMÁTICA DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA DURANTE EL TERCIARIO Y EL CUATERNARIO**

Los estudios geológicos de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) se han realizado sólo en la parte española debido a la gran extensión de la falla y se han enfocado desde dos escalas distintas. Se ha sintetizado la cartografía de la falla a escala 1:250.000 según el método presentado en el apartado 2.1.2. Esta síntesis ha servido para seleccionar zonas en las que se han realizado estudios más detallados (escala 1:25.000) de la cinemática de la falla (ver apartados 2.1.3., 2.1.4., 2.1.5. y 2.1.6.), los que se localizan exclusivamente en la mitad sur de la parte española de la falla.

En este capítulo, se describen los resultados de la síntesis general de la falla en el apartado 4.1. y de los estudios de detalle en los apartados 4.2. a 4.10. Estos últimos se han descrito de norte a sur e incluyen tanto estructuras tectónicas concretas asociadas a la FAP como estructuras tectónicas circundantes. La interpretación de los resultados se presenta en los apartados 4.11. y 4.12.

##### **4.1. GEOMETRÍA GENERAL DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA**

En su totalidad la FAP representa una línea de 500 km de longitud que atraviesa el Macizo Hespérico desde la costa portuguesa al SW de Odemira en su extremo más meridional, hasta desaparecer bajo los materiales terciarios de la cuenca del Duero en el N (unos kms al N de Ávila de los Caballeros; Figura 3.25). De la longitud total, 275 km se sitúan sobre territorio español. La sección que se encuentra sobre territorio español es la que se ha sintetizado en este apartado. Las características más pronunciadas de la FAP en territorio español y que son reconocibles a escala 1:250.000, son su gran continuidad y su longitud.

En el modelo digital del terreno (Figuras 4.1 y 4.2), esta línea es una estrecha depresión de 1 a 2 km de anchura, que sin perder su clara definición morfológica, atraviesa tanto topografías principalmente planas (la meseta extremeña) como abruptas (el Sistema Central). Esta alineación tan llamativa en el modelo digital del terreno es también una clara estructura en las imágenes de satélite (Figura 4.3).

En las imágenes de satélite (Figura 4.3) y en la síntesis geológica a escala 1:250.00 (Figura 4.4) se observa que el elemento estructural con más continuidad a lo largo de esta alineación tectónica es el dique diabásico de Alentejo-Plasencia (DAP). El dique se puede seguir con continuidad a lo largo de aproximadamente un 75% de la traza. A ambos lados de dique se dispone una serie de fallas con trazas de longitud entre 5 y 40 km que se van sucediendo y relevando en su posición subparalela al dique. Normalmente se observan dos estructuras principales: el dique y una falla principal, aunque en algunos casos existen fallas secundarias (de menor continuidad) que complican la estructura.

En general, el conjunto dique-falla de Alentejo-Plasencia, dentro del territorio español, es muy rectilíneo, excepto en su mitad más occidental, donde experimenta una leve curvatura. La traza de la falla que experimenta esta curvatura se extiende desde la ciudad de Plasencia (inmediatamente al SW del Sistema Central) hasta la frontera con Portugal (Figura 4.1a). En esta zona, la FAP presenta mayor número de estructuras locales relacionadas con los escalones en fallas de desgarre que hacen que este sector se diferencie del sector al N de Plasencia falla (Figuras 4.4a y 4.4b). Estos dos sectores en



los que se puede dividir la traza de la FAP con respecto a su linealidad o curvatura también se diferencian en el tipo de relieve que atraviesa la falla (Figuras 4.1 y 4.2). En este apartado, estos sectores se han denominado sector norte y sector sur.

#### 4.1.1. Sector Norte

El sector Norte se extiende 145 km, desde la ciudad de Plasencia (UTM 748000, 4435000), inmediatamente al suroeste del Sistema Central hasta su desaparición bajo los depósitos terciarios de La Cuenca del Duero al NE, cerca de la población de Mingorría (UTM 350000, 4513000; Figura 3.25). Este sector es muy rectilíneo con una dirección de  $N55^{\circ}E \pm 5^{\circ}$ . Esta dirección es constante a lo largo del sector norte, excepto el tramo al S del embalse de Plasencia (aproximadamente 10 km al N de la ciudad de Plasencia) que tiene una dirección general de  $N47^{\circ}E$  (Figura 4.1b).

En este sector, la FAP atraviesa el Sistema Central. En el modelo digital del terreno esta alineación muestra una clara diferenciación de la morfología en tres subsectores (Figura 4.1b). En la mitad sur, entre Plasencia y el puerto de Tornavacas (Figuras 4.1 y perfiles 10, 11 y 4 de la Figura 4.2), la falla se expresa mediante una profunda incisión en la topografía de menos de 0,5 km de ancho en la zona de menor cota (es decir, formando valle en “V”) y tiene una diferencia de altitud de 175 a 1.150 m con los relieves circundantes (cerca de la ciudad de Plasencia y a la latitud de la Sierra de Candelario respectivamente). En este tramo se encaja en río del Jerte y está rodeado por sierras de la misma dirección (Sierra de Candelario y límite W de la Sierra de Gredos).

Más hacia el norte, desde el puerto de Tornavacas a Casas del Puerto (Figuras 4.1b y perfiles 10, 11 y 3 de la Figura 4.2) la incisión es menos profunda. La diferencia de altitud con relieves circundantes es de aproximadamente 300 m a un máximo 800 m (Sierra de Villafranca). El surco que forma la falla es algo más ancho (hasta 2 km) en este tramo. En este surco se encaja el río Aravalle, parte del Tormes y afluentes del mismo. Desde Casas del Puerto hasta Mingorría la falla no presenta una topografía de surco (perfiles 2 y 1 de la Figura 4.2), pero se expresa claramente por una alineación en el modelo digital del terreno (Figura 4.1). La falla esta limitada al este por la planicie de la cuenca de Ambles y al W por la Sierra de Ávila.

La síntesis cartográfica (Figura 4.4c y 4.4d) muestra que la traza de la falla es clara y forma una sola línea muy rectilínea a lo largo de la mayor parte del sector norte (Figura 4.4c y parte sur de la Figura 4.4d), excepto en la zona más septentrional donde solo se han podido cartografiar fallas de pequeña longitud subparalelas a la FAP. Existen tres puntos donde parecen darse escalones izquierdos: al N del embalse de Plasencia, al N del Puerto de Tornavacas y en la zona de Piedrahita (puntos 1, 2 y 3 en la Figura 4.1b). En las dos primeras el escalón es de pequeñas dimensiones (menos de 1km) y por tanto no se ven estructuras claras asociadas a inflexiones distensivas. Sin embargo, en Piedrahita el escalón es mayor ( $>3$  km) y puede estar relacionado con la génesis de la cuenca sedimentaria al N de Piedrahita.

#### 4.1.2. Sector Sur

El sector Sur se extiende 130 km, desde la ciudad de Plasencia hasta la frontera con Portugal en su extremo SW (6 km al Sur del Puerto de Conejeros, UTM 672000, 4331000; Figura 3.25) Este sector tiene una clara curvatura con una dirección que varía desde los  $N35^{\circ}E$  en la frontera con Portugal a  $N50^{\circ}E$  en la ciudad de Plasencia (Figuras

4.1c, 4.3 y 4.4a y 4.4b). Los puntos de cambio de la dirección general de la falla son: Cabeza de Araya donde la dirección cambia de N35°E a N50°E; Garrovillas (cruce entre la FAP y el río Tajo), donde la dirección cambia a N42°E, y Puerto de los Castaños, donde la falla toma de nuevo la dirección N50°E.

El relieve que atraviesa la falla está representado por la meseta extremeña. La falla presenta una morfología que permite dividir el sector S en dos subsectores de forma similar a la división realizada en el sector Norte (Figura 4.1c). La zona más septentrional del sector S, que se extiende desde la ciudad de Plasencia al Puerto de los Castaños (30 km), la falla se expresa mediante un surco semejante a la zona N de Plasencia pero de mucha menos profundidad y algo más anchura (perfiles 10, 11, 5 y 6 de la Figura 4.2). La diferencia de cota entre el fondo del surco y los relieves circundantes disminuye de N a S (250 m en el área de Plasencia a 100 m al N del Puerto de los Castaños). La anchura del surco es variable, desde pocos cientos de metros a casi unos 2 km de ancho en zonas muy localizadas (por ejemplo, en la ciudad de Plasencia y en la dehesa del Moro; puntos 1 y 2 de la Figura 4.1c). La cartografía muestra que estas zonas corresponden con escalones izquierdos de la traza principal de la falla (Figura 4.4a y 4.4b).

Los relieves que disponen a ambos lados del surco son elongados y están representados de N a S por las siguientes elevaciones (de N a S): Sierra de Merengue (655 m de altitud, UTM 742900, 4432900); la Sierra del Berenguel (581 m de altitud, UTM 7423500, 4431500); Fuente del Sapo (429 m de altitud, UTM 735100, 4423500); Pico Cabildo (581 m, UTM 729500, 4417400) y Pico Cabezón (461 m, UTM 725800, 4413600). El relieve disminuye hasta topar con el Puerto de los Castaños.

La zona meridional del sector Sur atraviesa un relieve mucho más plano dentro de la meseta extremeña, en el que destacan relieves apalachianos en forma de crestas, que muestran claramente el movimiento de desgarre sinistral de la FAP (Figura 4.1, 4.3 y 4.4a y 4.4b). El desplazamiento sinistral también se aprecia en los bordes de los batolitos graníticos emplazados en el complejo esquisto-grauváquico. Existe además un escalón derecho de la FAP, al N de Cabeza de Araya, que desplaza claramente al dique (Figura 4.4a).

La falla se expresa mediante una alineación muy marcada de poca anchura (menos de 100 m) excepto en algunos puntos donde se ensancha hasta 1 ó 2 km (por ejemplo, en el cruce del río Tajo con la falla; al Sur de la Cabeza de Araya; puntos 3 y 4 de la Figura 4.1c). Los relieves elongados a lo largo de la falla no son apreciables en esta área (perfiles 8 y 9 de la Figura 4.2). Los únicos relieves en esta zona son los relieves apalachianos formados por las crestas de cuarcitas (perfiles 6 y 9 de la Figura 4.2).

#### **4.1.3. El dique diabásico y su interacción con la falla de Alentejo-Plasencia**

El dique diabásico de Alentejo-Plasencia es una estructura de gran continuidad que se localiza de forma subparalela a la falla en toda su longitud (Figuras 3.25 y 4.4). En el territorio español el dique presenta gran continuidad en tramos de al menos unos 80 km. Tiene una anchura de 100 a 200 km y en la mayor parte de su traza tiene bordes paralelos. La FAP se dispone a una distancia menor a 2 km del dique y en ocasiones lo atraviesa desplazándolo de forma sinistral.

Los sectores en los que el dique presenta más continuidad son: el tramo desde el sinclinal de cuarcitas de la Sierra de San Pedro hasta la ciudad de Plasencia y el tramo



desde Piedrahita hasta la cuenca del Duero (Figura 4.4). Al N del embalse de Plasencia y hasta la zona de Piedrahita, la ausencia del dique se debe probablemente a una cartografía difícil. El dique está cubierto por derrubios de ladera y por las llanuras aluviales de los ríos que se encajan en el surco topográfico descrito. Desde la frontera portuguesa hasta los relieves de cuarcitas de la Sierra de San Pedro el dique está cubierto por sedimentos terciarios, cuaternarios (en la frontera portuguesa) y por la raña (al N del granito de Albuquerque).

El dique está esencialmente desplazado por fracturas de dirección Alentejo-Plasencia (N30 a 5°E) y por fracturas de dirección semejante a las estructuras hercínicas (N 90 a 120°E). El dique se sitúa al SE de la FAP a lo largo de toda su traza en el sector al sur de Cabeza de Araya (Figura 4.4, plano 3) y al NW al N del mismo punto. Los desplazamientos que sufre el dique por estructuras individuales no superan los 2 km (por ejemplo, apartado 4.8.).

#### 4.1.3. Las cuencas *pull-apart*

Los escalones izquierdos que se han descrito en la falla representan zonas de tectónica transtensiva y, por tanto, pueden formar cuencas de tipo *pull-apart* (apartado 3.2.3.). A lo largo del tramo de la falla que se encuentra en territorio español las cuencas *pull-apart* definidas son, de norte a sur (Figura 4.5):

- La zona E de la cuenca de Piedrahita (se propone la hipótesis de que su génesis puede estar ligada a un escalón izquierdo de la FAP, pero no se ha estudiado en este trabajo).
- La cuenca del Puerto de Tornavacas (es una posible cuenca *pull-apart*, no se ha estudiado en este trabajo).
- **La cuenca de Plasencia** (su estudio de detalle se recoge en el apartado 4.2.).
- **La cuenca de Moro** (su estudio de detalle se recoge en el apartado 4.3.).
- **La cuenca de Cañaveral** (su estudio de detalle se recoge en el apartado 4.6.)
- **La cuenca de La Ribera de Araya** (su estudio de detalle se recoge en el apartado 4.8.)
- **La cuenca de la Ribera de Albarragena** ( su génesis como cuenca *pull-apart* no es clara pero sí representa un ensanchamiento de la zona de falla; su estudio de detalle se recoge en el apartado 4.11.)

Además, se ha cartografiado un escalón derecho de la FAP que da lugar al **dúplex de Cabeza de Araya** (apartado 4.7.).

#### 4.1.4. Otras áreas de interés a lo largo de la falla

Además de las estructuras de dúplex y cuencas *pull-apart* mencionadas en el apartado anterior, otras zonas presentan aspectos de interés para la caracterización de la cinemática de la FAP. Los aspectos de interés son (apartado 2.1.): **referencias geológicas** de edad conocida que están desplazadas por la falla (cuarcitas silúricas y bordes de batolitos graníticos); zonas con **superficies de erosión y alteritas** (que ayuden a datar los movimientos verticales de la falla); zonas con **Sedimentos Pliocuaternarios** (cuyo análisis ayude a estudiar la relación entre la génesis de los mismos, su edad y los movimientos recientes de la falla) y, finalmente, **otras estructuras circundantes** (que ayuden a estudiar el contexto tectónico general en el que se encuentra la FAP).

Las áreas seleccionadas para estudiar estos aspectos de la FAP son (Figura 4.5 (SR6)): la cuenca de Coria y la falla de Béjar (apartado 4.4.), el área de las Cuarcitas del Puerto de los Castaños y la cuenca de Talaván (apartado 4.5.) y el área de las Cuarcitas de la Sierra de San Pedro-Aliseda (apartado 4.9.). Estas zonas presentan uno o varios de los aspectos mencionados anteriormente.

## **4.2. LA CUENCA *PULL-APART* DE PLASENCIA**

La Cuenca de Plasencia (Figura 4.5) se sitúa en el cuadrante SW de la hoja topográfica 1:50.000 de Plasencia, nº 598, y el cuadrante NW de la hoja topográfica 1:50.000 de Malpartida de Plasencia, nº 623. El interés de esta área para el estudio de la FAP se debe a los aspectos que se enumeran a continuación:

- En las inmediaciones de la ciudad de Plasencia se encuentra el contacto entre los granitos del Sistema Central y el complejo esquistograuváquico de la meseta extremeña. Este contacto está desplazado horizontalmente en sentido sinistral. La cantidad de desplazamiento de este contacto litológico indica el movimiento horizontal de la falla con posterioridad al emplazamiento del granito.
- El DAP tiene una expresión y continuidad muy claras en la parte Sur de esta área, mientras que su continuidad y expresión desaparece hacia el Norte. La relación entre el dique y las demás litologías nos ayuda a entender los movimientos tectónicos postjurásicos.
- Existencia de sedimentos terciarios sobre la falla que pueden ayudar a identificar el tipo de movimiento de la FAP durante y con posterioridad a su deposición. Los sedimentos terciarios se sitúan inmediatamente al Sur de la ciudad de Plasencia.

### **4.2.1. La cartografía geológica 1:25.000**

Las imágenes resultantes de las distintas combinaciones de bandas LANDSAT realizadas se presentan en la Figura 4.6. La franja de metamorfismo de contacto entre los granitos del Sistema Central y las pizarras está claramente definida en las combinaciones en falso color de bandas sencillas. Así, por ejemplo, la combinación 435 muestra verdes más amarillentos en la pizarra y más azulados en el granito; la 574, presenta un morado con más magenta en las pizarras y más azulado en el granito. Este límite está desplazado por la falla. La anchura de la franja de metamorfismo se ve claramente en las combinaciones (Figura 4.6): 537 (colores rosados y blancos); 435 (colores más rosados que el granito y menos amarillos que las pizarras sin metamorfismo de contacto); 5/4-3/1-3/7 (se distingue la banda de metamorfismo de contacto en color anaranjado respecto al morado y rojo circundante); y 4/3-5/7-5/4 (se distingue la banda de metamorfismo de contacto en color morado respecto al morado y verde circundante). Los contactos litológicos entre granitos, y las pizarras precámbricas están desplazados de forma sinistral (Figura 4.8). Se han utilizado estas referencias para calcular el desplazamiento total de la falla en esta localidad (apartado 4.3.4.)

El DAP y los sedimentos terciarios tienen una expresión clara en las imágenes de satélite (Figura 4.6). El dique se detecta en las combinaciones 357, 435, 537, 574 y 4/3-5/7-5/4, donde presenta gran continuidad al Sur de la ciudad de Plasencia, pero no se detecta en ninguno de los casos hacia el norte. Es interesante la relación entre el dique y la FAP que se muestra en la combinación 574. Dique y falla son claramente dos entidades distintas y subparalelas a lo largo de gran parte de la mitad sur de la imagen.

Los sedimentos terciarios se ven claramente en todas las combinaciones de bandas sencillas, sobre todo su límite E, que está claramente fallado.

En el centro del modelo digital del terreno (MDT, Figura 4.7) se distingue un área pequeña ( $3 \times 1,5 \text{ km}^2$ ) de topografía plana con forma de huso situada en el surco donde se encaja la falla. Esta área corresponde con los sedimentos terciarios cartografiados en la serie Magna limitados a E y W por fallas, estas últimas de clara expresión en el MDT. Se distingue, también, el salto izquierdo de la FAP a N y S de los sedimentos. Se distinguen asimismo alineaciones NW-SE, la más pronunciada sobre la ciudad de Plasencia (Figura 4.7).

Con la información de los mapas topográficos del SEG a escala 1:50.000 se han dibujado cuatro perfiles que atraviesan la FAP y la cuenca de Plasencia de forma perpendicular a su dirección (Figura 4.7b). Estos perfiles muestran que la zona de los sedimentos se encuentra hundida respecto a las zonas adyacentes que forman las alineaciones montañosas paralelas a la falla. Los sedimentos de la cuenca de Plasencia se encuentran, sin embargo, algo más elevados que la zona de los sedimentos de la Cuenca de Coria al W de la falla de Béjar. Las alineaciones montañosas parecen ser más elevadas al E de la Cuenca de Plasencia en el perfil más septentrional, y al W en el más meridional. Esto se debe a que estos relieves han sido desplazados por la falla de la misma forma que se ha documentado en el Valle del Jerte (Carrasco *et al*, 1991).

La Figura 4.8 recoge la cartografía de la zona, que no difiere. Los sedimentos terciarios están delimitados por fallas asociadas a una cuenca tectónica. La cuenca de Plasencia tiene una forma compleja (Figura 4.8): es una combinación entre un huso en la parte N y una cuenca muy estrecha y alargada en la parte S. La zona norte de la cuenca se extiende desde el codo del río Jerte (UTM748200, 4435000) hasta el Caserío Umbrías de Matasanos (UTM 746700, 4432000). Esta parte de la cuenca tiene una extensión de 3 Km de longitud y 1 Km de anchura. La zona sur de la cuenca se extiende desde el punto anterior hasta el caserío de Fuentidueñas (UTM 744000, 4430500 de la hoja topográfica 1:50.000 de Malpartida de Plasencia, nº 623). Esta zona S es una franja estrecha de 2,5 km de longitud y de 150 a 300 m de anchura.

Las fallas que limitan la cuenca tienen direcciones algo distintas de la traza principal de la FAP. La traza principal de FAP se encuentra al N y S de los sedimentos terciarios y tiene dirección de N45-55°E y N40-50°E, respectivamente. Las fallas que limitan los sedimentos tiene direcciones de N20-30°E y N55-70°E en la parte N y S de la cuenca respectivamente.

La cartografía del DAP es difícil en esta área porque está parcialmente cubierta por el complejo industrial y por parcelas cultivadas. Al sur de la cuenca el dique tiene una orientación N50°E y presenta gran continuidad. El dique se sitúa a 1km al NW de la falla y se dispone subparalelo a la falla. Presenta bordes paralelos y un espesor 130 a 190 m (UTM 743500, 4430400: Figura 4.8).

A lo largo de la cuenca y justo al N de ella el dique muestra gran discontinuidad. Los afloramientos que se han podido cartografiar cerca del límite W de la mitad sur de la cuenca presentan una discontinuidad probablemente debida a una difícil cartografía (en el corte de ferrocarril y excavaciones de la zona industrial (UTM 744200,4431000 y UTM 745500, 44317004 respectivamente: Figura 4.8). Sin embargo, la discontinuidad del dique en las cercanías de la mitad norte de la cuenca parece ser real y relacionada con la fracturación (afloramientos del DAP que se encuentran en el casco viejo de la ciudad de Plasencia, asociado a una traza de la falla principal Norte, UTM 748300,

4435300, y los asociados a una falla secundaria que limita la cuenca al W, UTM 747400 4424100, Figura 4.8). Más al norte el DAP es difícil de cartografiar por los depósitos de ladera del valle del Jerte.

#### 4.2.2. El relleno sedimentario

La mayoría de los afloramientos de las formaciones sedimentarias que se encuentran en esta zona aparecen en afloramientos aislados: en los desmontes de carretera y en el corte del río. Es difícil correlacionar las distintas formaciones entre sí. El problema se agudiza con las formaciones cuaternarias, desconectadas entre sí y sin datos geológicos que permitan su datación. A partir del reconocimiento de campo y la descripción de los estratos se ha establecido una clasificación preliminar en unidades litoestratigráficas. Las unidades más bajas de los sedimentos terciarios se han asociado con las facies en las que se encontraron los fósiles, por tanto, el resto de estos sedimentos son posteriores al Mioceno inferior-medio. Los sedimentos terciarios se han dividido en las unidades: Barro, Plasencia, Piñonate y Fuentidueñas. Los sedimentos cuaternarios están formados por una terraza del arroyo de Fuentidueñas y abanicos aluviales de pequeñas dimensiones.

La **Unidad Barro** se ha correlacionado con la unidad inferior arcillosa en la que Hernández-Pacheco y Crusafont (1960) encontraron la fauna de *Hispanotherium*. Corresponde al nivel explotado para las cerámicas de la zona, el cual fue excavado durante la explotación de las canteras. El nombre "barro" es la denominación local que dan los canteros a este tipo de material. En la actualidad estas zonas de extracción de arcillas forman parte de la zona industrial de Plasencia, por lo que no ha podido hacerse una revisión detallada del afloramiento de fósiles. La Unidad Barro aflora en cuatro localidades: "Plasencia 1, 2, 3 y 4" del Apéndice 1 (puntos 1 al 4 de la Figura 4.9). Se trata de un conjunto arcilloso con cantos alterados de pizarras, dispersos (conglomerado fino matriz-soportado) y de colores rojizos. Los depósitos representan facies tipo Gms (apartado 3.2.4.) típicas de áreas proximales de abanicos aluviales. La edad de esta unidad viene dada por los fósiles de *Hispanotherium matritensis*, que se datan, en la actualidad, como Aragoniense medio (Mioceno inferior a medio). Martín Serrano (1989) correlaciona estos sedimentos con las series rojas de la cuenca del Duero.

La **Unidad Plasencia** se sitúa sobre la Unidad Barro y consiste en una sucesión de conglomerados heterométricos con predominio de cantos de pizarra e intercalaciones de limos y arcillas en niveles muy discontinuos lateralmente. Esta compuesta de conglomerados poligénicos rojizos, constituidos por fragmentos líticos con predominio de pizarras grises y menor proporción de cuarcita y cuarzo filoniano, en una matriz arcillosa de color rojiza. Los conglomerados no están estructurados y entre ellos se intercalan niveles de limos y arcillas, también rojas. Los niveles, de espesor métrico, son granodecrecientes y con base erosiva. En el polígono industrial se observan dos afloramientos de esta formación: localidades "Plasencia 2 y 4" del Apéndice 1 (puntos 2 y 4 de la Figura 4.9). Los cantos muestran una clara imbricación que da sentidos de transporte hacia el W, NW y hacia el NE dependiendo de la situación dentro de la cuenca (Figura 4.9). La estratificación está buzando en general hacia el NE y el SE (16 a 25° hacia N70°E, Figura 4.9).

La Unidad Plasencia presenta en algunas zonas una estratificación clara, con tramos más arenosos y arcillosos y cantos subredondeados, lo cual, desde el punto de vista sedimentológico, puede expresar una posición proximal-media respecto al área fuente de sedimentos en materiales de borde de cuenca. Pueden corresponder con las

facies de Gms, Gm a Sh (apartado 3.2.4.) indicando zonas proximales a medias de abanicos aluviales.

Tsige *et al* (1997), interpretan la composición mineralógica total y la fracción de arcillas de 5 muestras obtenidas de capas de arena fina y arcilla de la Unidad Plasencia (Tsige, per. com.; punto 4A de la Figura 4.9; UTM 747900, 4433400, hoja topográfica 1:50.000 de Plasencia, nº 598) como correlacionable con el ciclo ocre de Martín Serrano (1989). En los análisis realizados se observa un aumento de caolinita y minerales interestratificados hacia la parte alta de la columna. Esta mineralogía se desarrolló por alteración profunda in situ del sedimento, alteración que afecta intensamente también a los clastos líticos inestables. Los caracteres de esta alteración son los propios de la "alteración ocre" del Mioceno medio-superior.

El contacto entre la Unidad Plasencia y la Unidad Barro representa un cambio importante en las facies sedimentarias, representado por aumento importante en niveles de conglomerados y del tamaño de grano. Este cambio brusco puede representar un cambio climático hacia un aumento de la energía del relieve en los bordes de la cuenca por incremento de la actividad tectónica. No se ha podido establecer si existe una discordancia angular en este contacto que indique cambios en la tectónica. Si corresponde a un episodio tectónico podría coincidir con movimientos en la fase Neocastellana (Aragoniense medio).

Localmente se observa una facies conglomerática fina a la que en las canteras denominan "Piñonate". La **Unidad Piñonate** es un conglomerado fino con un tamaño de cantos mucho menor y más redondeados que los conglomerados de la Unidad Plasencia. El conglomerado es matriz-sostenido y puede representar una facies más distal respecto a las anteriores o facies menos energéticas. Esta facies aflora en las localidades "Plasencia 3 y 6" del Apéndice 1 (puntos 3 y 6 de la Figura 4.9).

Se ha denominado **Unidad Fuentidueñas** a sedimentos conglomeráticos que afloran en el SW de la cuenca. Se distinguen de las otras unidades conglomeráticas (Plasencia y Piñonate) en su aspecto masivo, la gran angulosidad de clastos y su carácter granosostenido. Los afloramientos en los que se han encontrado estos sedimentos están en las localidades 1 y 7 del Apéndice 1 (puntos 1 y 7 de la Figura 4.9). En esta última el espesor del afloramiento aumenta el espesor hacia el E y los cantos están imbricados, también, hacia el E, mostrando un aporte del material desde el E.

Desde el punto de vista sedimentológico, la Unidad Fuentidueñas son materiales masivos sin selección y cantos muy angulosos, con mayor tamaño máximo de cantos que cualquiera de los conglomerados descritos anteriormente (pueden llegar a tener 60 cm). Estos materiales, presentan facies Gm (apartado 3.2.4.) de áreas proximales de los abanicos aluviales procedentes del E.

En general todos estos materiales indican por su disposición y naturaleza que el mayor aporte de los sedimentos se produjo desde el E, SE y SW, excepto muy localmente en el W, con menores espesores. Son facies de abanico aluvial proximal a intermedio y de procedencia local (derivados de pizarras). No se han encontrado sedimentos procedentes del granito del Sistema Central. Los estratos están deformados por la falla, con buzamientos hacia el plano de falla (apartado 4.2.3.).

Los depósitos cuaternarios en la cuenca de Plasencia son difíciles de estudiar por los pocos cortes existentes, la existencia de abundantes rellenos antrópicos y la desconexión de afloramientos. Estos depósitos consisten en la única terraza del Arroyo

de Fuentidueñas, y pequeños abanicos aluviales que no parecen estar desplazados por la falla.

El arroyo de Fuentidueñas forma una única **terrazza** que ocupa toda la parte central de la cuenca. Su parte superior esta a unos 2-2,5 m por encima del cauce del arroyo, por lo que puede considerarse de edad holocena. En los cortes se observan entre dos o tres ciclos con gravas heterométricas en la base y limos y arenas hacia arriba. Las gravas están formadas por cantos subangulosos de pizarra, y de hasta 10-15 cm de diámetro, junto con menor proporción de cantos de cuarcita, que llegan a 35 cm. Son muy visibles las imbricaciones de cantos con dirección de corriente hacia el NE.

A lo largo de la traza de la falla del lado SE encuentran varios **abanicos aluviales** de pequeñas dimensiones. En el lado occidental de la cuenca hay otros depósitos conglomeráticos, también de naturaleza predominantemente pizarrosa, que representan abanicos aluviales pero sin una morfología clara que permita compararlos con los del lado oriental. Se desconoce la edad de estos abanicos pero parecen enrasar con la terraza extensiva del Holoceno, y, por tanto, se pueden considerar holocenos.

#### 4.2.3. Análisis estructural

Las fallas que limitan los sedimentos terciarios en los alrededores de Plasencia muestran las siguientes geometrías (Figura 4.10):

- **FALLAS PRINCIPALES.** Las fallas que se sitúan a N y S de la cuenca terciaria de Plasencia que representan la traza principal de la FAP, son las fallas principales de la cuenca de Plasencia (FP en la Figura 4.10). La traza principal hacia el N tiene unos 8 a 23 km (el embalse de Plasencia en el río Jerte a unos 8 km al N de la ciudad así como los sedimentos cuaternarios del río cubren la traza, lo cual introduce una gran incertidumbre en la continuidad de la misma) y una dirección de N45-55°E (FPn en la Figura 4.10). Esta traza se divide en dos ramas en los 7 km inmediatamente al N de la ciudad de Plasencia. La rama Sur limita parcialmente los materiales cuaternarios del río Jerte en su margen NW. La traza principal hacia el sur tiene unos 19 Km y una dirección de N40-50°E (FPs en la Figura 4.10). Esta falla sufre una pequeña inflexión en el punto más meridional de los sedimentos, donde se da también un relevo de fallas que deforman el dique. Estas últimas enlazan con las fallas que limitan los sedimentos de la subcuenca sur. La relación entre estas dos trazas principales es de un escalón izquierdo con 1,7 km de separación y 3 km de no-solape o *underlap* ( el *underlap* puede ser de 7 km si se mide desde la inflexión de la traza hasta la ciudad de Plasencia; Figura 4.10).
- **FALLAS SECUNDARIAS (FS en la Figura 4.10).** En la zona Norte de la cuenca las fallas secundarias se sitúan al E y W de los sedimentos (FSe y FS<sub>w</sub> respectivamente en la Figura 4.10). Estas trazas tienen sólo 3,5 y 2 km de longitud respectivamente y su dirección es diferente a la de las fallas principales: N20-30°E. La diferencia angular media entre las direcciones de fallas principales y secundarias es de 22°. En la zona Sur de la cuenca las fallas secundarias limitan los sedimentos al NW y SE. Su dirección varía a lo largo de su traza desde N55°E a N70°E. Tiene una longitud de 2,5 km. Estas trazas representan una pequeña inflexión respecto a la traza principal con una diferencia angular de 12° entre fallas secundarias y principales.

Las geometrías descritas han contribuido a considerar que la subcuenca S es de tipo *pull-apart*, contrario a la interpretación inicial de Capote *et al* (1996). La diferencia de geometría entre la zona S de la cuenca y la zona N se interpreta en este estudio como consecuencia de una pequeña inflexión en las fallas secundarias a la altura donde la cuenca se ensancha (Figura 4.10).

La expresión del DAP está, también, relacionada con la cuenca *pull-apart*. La discontinuidad del dique en la zona norte de la cuenca se debe a que la traza del DAP fue interceptada por las fallas que limitan la cuenca por el W. De esa forma, el DAP está deformado por la FAP y fallas secundarias asociadas, mientras que en la región al sur de los sedimentos terciarios el dique es paralelo a la FAP y no está deformado.

Se ha realizado una restauración de la geometría de la franja de metamorfismo para estimar el valor del desplazamiento pos-emplazamiento de los granitos. Se ha simplificado la fracturación en la zona a una única falla con la misma dirección que las trazas principales de la FAP (N45°E) hasta la que se han interpolado los contactos. Se han medido 3,33 y 3,30 km para el contacto N y S de la franja respectivamente. Se ha considerado que la extrapolación de los contactos puede incurrir en una incertidumbre de unos 0,35 km (Figura 4.11a). Luego, el desplazamiento total sobre el plano de la FAP se aproxima a  $3,3 \pm 0,35$  km.

Se ha calculado, además, la cantidad de desplazamiento según dirección N45°E que se ha absorbido en la deformación dúctil de las capas (pliegues de arrastre). Para calcular la deformación dúctil se ha estirado una capa de conglomerados que presenta el magna 1:50.000 de Plasencia y que muestra un plegamiento asociado al desplazamiento sinistral de la falla. La geometría original del conglomerado se puede aproximar a una recta en dirección paralela a la  $S_0$  regional. El estiramiento se ha realizado entonces sobre la dirección de N125°E, que se ha considerado representativa de la  $S_0$  de la región. El valor de acortamiento en las cercanías de la falla es de 0,5 km según N125°E, que supone 0,30 km según N45°E (Figura 4.11b). De esta forma se ha considerado un desplazamiento de  $3,6 (3.3 \pm 0.3) \pm 0,35$  km, para el desplazamiento de la franja de metamorfismo de contacto en una banda de fracturación de al menos 18 km de ancho.

No se han encontrado afloramientos del plano de falla de ninguna de las fallas principales. Sin embargo, la falla secundaria que limita la cuenca al E (N20-30°E, FSe en la Figura 4.10) tiene distintos afloramientos a lo largo o cercanos a su traza (Figura 4.12). Estos son:

- Las capas del Mioceno (Unidad Plasencia) están expuestas en una de las antiguas canteras de arcillas (UTM 747900, 4433400, punto 1 de la Figura 4.12 y 4 de la Figura 4.9) y muestran una orientación de N160°E/16-25°NE.
- Se han podido medir algunos planos decimétricos de fracturación en los Miocenos en el corte de la nueva circunvalación (UTM 747600, 4432600 y UTM 747300, 4432500, punto 2 de la Figura 4.12). La representación estereográfica y un análisis poblacional de los datos se muestran en la Figura 4.13a.
- En los afloramientos de pizarras precámbricas en las carreteras a Malpartida de Plasencia, en la C-525 a Villareal de San Carlos, y en afloramientos en los arroyos en la misma zona (UTM 748200, 4433700, UTM 747800, 4432900 y 747800, 4432850 respectivamente, puntos 3, 4 y 5 de la Figura 4.12) se han podido medir estrías de tamaño centimétrico en planos de tamaño métrico. Estos planos son estructuras frágiles que cortan los estratos precámbricos. Los



diagramas esterográficos y de análisis poblacional de fallas se muestran en la Figura 4.13b, con datos tomados en todo estos afloramientos. Estas estructuras frágiles presentan un espaciado menor cuanto más cerca están de la falla. Así, por ejemplo, el punto 5 en la Figura 4.12 se encuentra a 1 metro de distancia del contacto entre precámbrico y terciario, mientras que el punto 3 de la misma figura está a unos 10 metros de distancia.

La falla secundaria que limita la cuenca al W (FSw en la Figura 4.10) tiene afloramientos más pobres (Figura 4.12):

- Se han podido medir estrías en planos de falla en las pizarras precámbricas (UTM 747800, 4434600, punto 6 de la Figura 4.12). Los diagramas esterográficos y de análisis poblacional de fallas se muestran en la Figura 4.13c.
- En el lado W de la cuenca de Plasencia, hay un afloramiento en el que se ponen en contacto las pizarras y el terciario, concretamente en el desmonte de un camino municipal (UTM 746000, 4432700, punto 7 de la Figura 4.12). El talud del desmonte lleva una dirección paralela a la falla, con lo que el contacto es difícil de ver, y no se puede distinguir si se trata de una falla normal o si los sedimentos descansan sobre las pizarras. Los sedimentos de esta zona no indican claramente direcciones de aporte ni inclinaciones que ayuden a comprender el papel de este borde en la formación de la cuenca.

Los datos de planos de fallas tomados muestran una clara diferencia en la orientación de los planos en los Mioceno respecto a los planos en materiales pizarrosos (Figura 4.13). Así, las direcciones de los planos de falla en materiales miocenos presentan dos modas una de N10 a 30°E y otra de N40 a 80°E (Figura 4.13a) y buzamiento elevado, mientras que las direcciones de los planos en materiales precámbricos tienen una distribución más dispersa pero más abundante en la dirección N150°E para el afloramiento E (Figura 4.13b) y N100°E para el afloramiento W (Figura 4.13c). Las estrías en todos los casos tienen cabeceos altos, algo menores en las pizarras. Los buzamientos son elevados en los miocenos y más variados en las pizarras llegando a valores de 30°. Los planos de falla medidos en las pizarras coinciden con las orientaciones de la  $S_0$  y  $S_1$  de la tectónica hercínica.

Las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos son distintas según el método usado y el afloramiento (Figura 4.13). En los análisis de diedros rectos, como no se han podido obtener sentidos de movimiento de los planos, se han analizado las fallas de dos formas: en el primer caso se ha asignado el tipo de deslizamiento según el gráfico de Buzamiento del plano frente al cabeceo de la estría de De Vicente (1988). En el afloramiento de los miocenos (Figura 4.13a), el eje  $\sigma_1$  está inclinado 50° hacia la dirección N39°E en la gráfica de los diedros rectos pero es casi vertical en el método de inversión de esfuerzos. El eje  $\sigma_3$  está más inclinado en el diagrama de diedros rectos pero no presenta una orientación muy diferente al método de inversión de esfuerzos, mostrando una dirección de extensión E-W a N120°E. El eje de deformación de máximo acortamiento (Dey) del modelo de deslizamiento tiene una orientación de N30°E. En principio, todos los métodos presentan una concordancia en la extensión E-W. La concordancia de los métodos puede deberse a que la fracturación en estos materiales es neoformada en el terciario y, por tanto, las condiciones de aplicación de los métodos son buenas. Si la cinemática representada por estos datos caracteriza la falla secundaria E de la cuenca con una dirección aproximada de N30°E, el movimiento en esta falla es sinistral-normal, para el Mioceno.



El tensor de esfuerzos en los materiales pizarrosos en el mismo lado de la cuenca (Figura 4.13b), es de tipo compresional con extensión en dirección N40°E y compresión según N150°E y un Dey con dirección N155°E. Estas direcciones parecen estar muy controladas por la anisotropía de la  $S_0$  y la  $S_1$  de las pizarras, por lo que se interpreta que el tensor está muy modificado localmente. En principio, es difícil relacionar estos datos con la falla secundaria del margen E de la cuenca desde el punto de vista de la cinemática de las fallas que limitan cuencas *pull-apart*.

En el lado E de la cuenca la fracturación que se ha medido en las pizarras (Figura 4.13b), presenta una extensión N-S, un eje  $\sigma_1$  de dirección E-W y un Dey con dirección N104°E. Estas direcciones parecen estar muy controladas por la anisotropía de la  $S_0$  y la  $S_1$  de las pizarras, por lo que se interpreta que el tensor está muy modificado localmente. El valor de  $k'$  del modelo de deslizamiento define esta deformación como extensional con componente de cizalla. Si en el margen de la cuenca está ocurriendo una transtensión es muy posible que estos planos preexistentes de orientación hercínica, se estén reactivando como fallas normales.

#### **4.2.4. Gravimetría: profundidad de sedimentos y desplazamiento horizontal asociado a la subsidencia.**

Para el estudio gravimétrico de esta cuenca se han diseñado 2 perfiles que la atraviesan con una orientación más o menos perpendicular al eje principal de la misma (Figura 4.14a). Por las dimensiones de la cuenca y en comparación con modelos teóricos (ver apartado 3.2.), se ha elegido un espaciado de 50 m, pues se estima una profundidad de sedimentos de 50 a 200 m. Este espaciado permitirá una buena definición de la geometría de la base de la cuenca. El perfil Norte atraviesa la cuenca en su zona más ancha y el perfil Sur en la más estrecha. El método de estudio se presenta en el apartado 2.1.6.

Los valores de anomalías de Bouguer obtenidos y los modelos geológicos que se adaptan mejor a estas anomalías se presentan en las Figuras 4.14b y 4.14c. Los datos de campo y calculados se presentan en el apéndice 2. El error cuadrático medio de ajuste entre el valor de la gravedad obtenido y el calculado es de 0,88 para el perfil N y de 0,87 para el perfil S.

El espesor del relleno sedimentario en el perfil N es de 100 a 160 m para una densidad de sedimentos cenozoicos de 1,9 y 2,2 gr/cc respectivamente (Figuras 4.14b.1 y 4.14b.2). Si tomamos la diferencia de cota entre la superficie extensiva del basamento fuera de la cuenca y el punto de menor cota de los sedimentos, obtendremos el desplazamiento vertical total de esta superficie en el caso de que esta superficie se sitúe debajo de los sedimentos. Este desplazamiento sería de 170 a 230 m para las densidades mínima y máxima respectivamente. En el perfil S, el espesor de sedimentos es de 33 a 58 m y el posible desplazamiento de la superficie extensiva del basamento es 58 a 83 m, para densidades de 1,9 y 2,2 gr/cc respectivamente (Figura 4.14c.1 y 4.14c.2).

El perfil N presenta una geometría de la cuenca muy distinta en el E y W. En el lado E el relleno sedimentario es más espeso hacia el centro de la cuenca de forma progresiva, mientras que el lado W presenta un gran espesor, el mayor de toda la cuenca, en el propio contacto entre basamento y relleno sedimentario. El depocentro de los sedimentos parece estar asociado a la falla del lado W. El perfil S presenta también la misma característica de incremento progresivo de la profundidad de la base de los sedimentos en el E y abrupto en el W, pero el depocentro parece estar situado en el

centro de la cuenca. La localización geográfica del depocentro no corresponde con la zona donde se espera mayor cantidad de aporte de los sedimentos. Aunque un estudio más completo de gravimetría podría indicar los depocentros con más detalle, ya que, como muestran Dooley y McClay (1997), Dooley *et al* (1999) y Rahe *et al* (1998), la localización del depocentro puede variar a lo largo de la cuenca (apartado 3.2.3.).

En el perfil N, se ha intentado modelizar el dique (pues es cortado por el perfil en el lado W) pero una geometría de dique con un espesor en profundidad constante y semejante al cartografiado (Figuras 4.8 y 4.14) no se adapta a la anomalía de Bouguer. Por tanto, no se ha modelizado el dique en los modelos geológicos finales. Es posible que, de la misma forma que el dique no presenta gran continuidad lateral, tampoco presente continuidad vertical y por tanto el volumen de dique no sea suficiente como para tener importancia en el modelo gravimétrico.

El corte geológico de la cuenca de Plasencia se presenta en la Figura 4.15. La interpretación geológica de esta sección de la cuenca se ha realizado sobre el perfil topográfico 2 (Figura 4.7b) y con los datos de la cartografía (Figura 4.8) y la gravimetría (Figura 4.14). La sección de la cuenca se asemeja a las secciones centrales de las cuencas en modelos analógicos (apartado 3.2.3.; perfil 21 en las Figuras 3.13 y 3.15). También presenta una falla situada cercana al eje de la cuenca semejante a las *cross basin faults* de estos modelos, que está muy desarrollada.

Los valores 170 a 230 m de hundimiento de la superficie general debido a la formación de la cuenca *pull-apart* obtenidos del estudio gravimétrico, pueden ser usados para calcular la cantidad de desplazamiento de desgarre necesario para producir ese hundimiento según estudios de laboratorio (ver apartado 3.2.3.). Con la fórmula de Hempton y Neher (1986), los valores de deslizamiento horizontal de la falla que se obtienen son de 472 a 642 m durante la formación de las cuencas para los valores de hundimiento de 170 y 230 m respectivamente. Si utilizamos las conclusiones de Rodgers (1980) en las que el hundimiento representa un 15 a 20% del deslizamiento horizontal, entonces los valores son de 850 m (para el caso de 170 m sea un 20% del deslizamiento horizontal) a 1,53 km (para el caso en que 230 m representan un 15% del deslizamiento horizontal). Por tanto, los valores de deslizamiento sinistral de la falla durante la formación de la cuenca de Plasencia pueden variar desde casi 0,5 a 1,5 km.

#### **4.2.5. Cinemática cuaternaria de la FAP en la zona de Plasencia**

La cinemática de la cuenca del Plasencia en el cuaternario es difícil de estudiar, pues no existen depósitos extensos de esta edad. En principio, la morfología de la cuenca parece indicar una actividad casi inexistente en las fallas que la limitan. El Arroyo de Fuentidueñas ha incidido en los materiales terciarios y los abanicos aluviales cuaternarios son pequeños y poco conectados con el Arroyo, reflejando poca actividad de las fallas de margen. Los abanicos aluviales holocenos cubren las fallas que limitan la cuenca. No se han encontrado fallas en estos depósitos, ni deformaciones claras. La morfología de los abanicos parece no estar tampoco afectada por deformación en las fallas.

Sin embargo, algunas relaciones entre el drenaje y el relieve producido por la falla parecen indicar que el primero sigue influido por movimientos de la falla. El Arroyo de Fuentidueñas tiene una dirección del drenaje de S a N y el río Jerte no entra en la cuenca de Plasencia sino que se desvía hacia el W incidiendo en el basamento, en vez de erosionar los materiales más blandos de Cuenca de Plasencia. Algunos autores

consideran esta desviación del río Jerte como una consecuencia de la actividad actual de la FAP (Carrasco, per. com.).

La orientación del sistema de drenaje puede estar ligada a la tectónica de la cuenca *pull-apart*, pues el depocentro de la cuenca (NW) parece coincidir con el punto hacia donde los ríos son desviados. Si este es el caso, puede que la cuenca *pull-apart* siga siendo activa en el presente.

### 4.3. LA CUENCA *PULL-APART* DE MORO

La Cuenca de Moro (Figura 4.5) se sitúa en el cuadrante NE de la hoja topográfica 1:50.000 de Torrejoncillo (n° 622). El interés de esta área para el estudio de la FAP se debe a la existencia de sedimentos terciarios sobre la falla que pueden ayudar a identificar el tipo de movimiento de la falla durante y con posterioridad a su deposición. Los afloramientos de las estructuras tectónicas y de los sedimentos son difíciles de estudiar por su escaso afloramiento. Se ha realizado, por tanto, exclusivamente una revisión de foto aérea y un estudio gravimétrico.

#### 4.3.1. La cartografía geológica 1:25.000

Los terciarios de la cuenca de Moro se pueden apreciar en la imagen de satélite del área de Plasencia (Figura 4.6), por ejemplo, en la combinación de bandas 574. Sin embargo, su extensión es tan pequeña que no se distingue si el contacto con el basamento es por falla o deposicional.

En el modelo digital del terreno (Figura 4.16) se distinguen las dos alineaciones montañosas de dirección NE-SW entre las que se sitúa la falla y un área pequeña (1,5 km<sup>2</sup>) de topografía plana que corresponde a los sedimentos terciarios cartografiados. Aunque el MDT no tienen resolución suficiente para la extensión de estos sedimentos, se puede apreciar el leve ensanchamiento del surco de la falla, a la latitud de los sedimentos terciarios. Se distingue, con dificultad, un pequeño salto izquierdo de la falla a N y S de este ensanchamiento.

La cartografía detallada de la cuenca de Moro se ha basado esencialmente en la revisión de foto aérea y no difiere en gran medida de la ya realizada por Bastones Alvira y Martín Herrero (1987a). Las diferencias principales son que en este estudio se ha extendido el área de los sedimentos hacia el Sur y que DAP se ha cartografiado hasta entrar en contacto con la falla principal en la parte sur de los sedimentos (Figura 4.17). El dique desaparece por debajo de los sedimentos y reaparece al NW de los mismos.

En el caso de la cuenca de Moro la configuración geométrica compleja de las fallas da lugar a una inflexión extensiva. La falla principal sur (FP<sub>S</sub> en la Figura 4.18) tiene gran continuidad (10 km) y forma el límite SE de los sedimentos (dirección N50°E). Los sedimentos están limitados al NW por la falla principal norte (FP<sub>N</sub>), de menor longitud (aprox. 5 km) y dirección N50-60°E. La FP<sub>N</sub> se une con la FP<sub>S</sub> a unos 3 km al norte del límite más septentrional de los sedimentos. En el borde SW de los sedimentos las fallas principales están conectadas por entre sí mediante fallas secundarias muy cortas (FS en la Figura 4.18) de dirección N35°E. Se interpreta la estructura como una cuenca *pull-apart* (4 km de longitud y 800 m de anchura) que se ha formado por una bifurcación de la FAP que forma un escalón izquierdo local con una separación de 1 km y un solape de 2,5 km (Figura 4.18).

#### 4.3.2. Gravimetría: profundidad de sedimentos y desplazamiento horizontal asociado a la subsidencia.

Sobre los sedimentos cenozoicos del área de Moro se ha realizado 1 perfil que los atraviesa con una orientación perpendicular a la orientación general de la falla de Plasencia (Figura 4.19). Por las dimensiones de la cuenca y en comparación con modelos teóricos (ver apartado 3.2.), se ha elegido un espaciado de 50 m, pues se estima una profundidad de sedimentos de 50 a 200 m. Este espaciado permitirá una buena definición de la geometría de la base de la cuenca. El método de estudio se presenta en el apartado 2.1.6. Los valores de anomalías de Bouguer obtenidos y los modelos geológicos que se adaptan mejor a estas anomalías se presentan en las Figuras 4.20a: modelo con densidad de sedimentos de 1,9 gr/cc.) y 4.20b (modelo con densidad de sedimentos de 2,2 gr/cc.). Los datos de campo y calculados se presentan en el apéndice 2. El error cuadrático medio de ajuste entre el valor de la gravedad obtenido y el calculado es de 0,11 y de 0,2 en los perfiles con densidad de sedimentos de 1,9 y 2,2 g/cc.

El espesor del relleno sedimentario es de 87 a 168 m para una densidad de sedimentos cenozoicos de 1,9 y 2,2 gr/cc respectivamente (Figuras 4.20a y 4.20b). El posible desplazamiento de la superficie exterior al relleno sedimentario, en caso de ser esta superficie equivalente a la base de los sedimentos, sería de 160 a 240 m. El perfil presenta una geometría de la cuenca con el depocentro algo desplazado hacia el E. En los márgenes E y W del relleno sedimentario, los sedimentos parecen engrosar rápidamente en el contacto mismo con el basamento en planos de buzamiento elevado. El modelo del dique que mejor se ajusta a la anomalía de Bouguer observada es de presenta una anchura de unos 50 m con un buzamiento de 83°NW.

El modelo geológico de la cuenca de Moro de la Figura 4.20 muestra una sección de la cuenca que se asemeja a las secciones centrales de las cuencas en modelos analógicos (apartado 3.2.3.; perfil 21 en las Figuras 3.13 y 3.15). También presenta una falla situada cercana al eje de la cuenca semejante a las *cross basin faults* de estos modelos, que está muy desarrollada.

Los valores 160 a 240 m de hundimiento de la superficie general, debido a la formación de la cuenca *pull-apart* de Moro, obtenidos del estudio gravimétrico, pueden ser usados para calcular la cantidad de desplazamiento de desgarre necesario para producir ese hundimiento, según estudios de laboratorio (apartado 3.2.3.). Con la fórmula de Hempton y Neher (1986), los valores de deslizamiento horizontal de la falla que se obtienen son de 445 a 667 m durante la formación de las cuencas, para los valores de hundimiento de 160 a 240 m respectivamente. Si utilizamos las conclusiones de Rodgers (1980) en las que el hundimiento representa un 15 a 20% del deslizamiento horizontal, entonces los valores son de 800 m (para el caso de 160 m sea un 20% del deslizamiento horizontal) a 1,6 km (para el caso en que 240 m representen un 15% del deslizamiento horizontal). Por tanto, los valores de deslizamiento sinistral de la falla durante la formación de la cuenca de Moro pueden variar desde casi 0,5 a 1,6 km

#### 4.3.3. Cinemática cuaternaria de la FAP en el área de la Cuenca de Moro.

En esta área aparecen dos escarpes de falla con aspecto reciente. La Figura 4.21 muestra la localización de estos escarpes sobre la foto aérea. El escarpe denominado A en la figura pertenece a una falla secundaria de la FAP con hundimiento del labio SE. El escarpe B de la figura muestra un posible desplazamiento lateral izquierdo sin que se

pueda apreciar si existe componente vertical en el desplazamiento. El desplazamiento lateral izquierdo de este último escarpe se distingue por la presencia de un *shutter ridge*.

#### 4.4. LA CUENCA DE CORIA Y LA FALLA DE BÉJAR

La Cuenca de Coria (Figura 4.5) ocupa las hojas topográfica 1:50.000 de Montehermoso (n° 597), Plasencia (n° 598), Coria (n° 621), Torrejoncillo (n° 622), el cuadrante NE de Garrovillas (n° 649), y el cuadrante NW de Cañaveral (n° 650). Aunque la cuenca de Coria no está directamente ligada a la FAP, su estudio se ha considerado de interés para este trabajo por las siguientes razones:

- La dirección de la falla que limita la cuenca de Coria por el E, falla de Béjar, es similar a la de la FAP y solo se encuentra a 3-4 km de distancia. Sin embargo, la falla de Béjar delimita una cuenca mucho mayor y tiene una configuración geomorfológica algo distinta de la de Alentejo-Plasencia. Es, por tanto, importante dentro del contexto tectónico de la región entender cual es el papel de la falla de Béjar y su relación con la FAP.
- La cuenca de Coria tiene un relleno sedimentario similar a las cuencas *pull-apart* asociadas a la FAP. Debido a la mayor extensión de la cuenca de Coria se puede realizar un estudio gravimétrico a mayor escala que sirva de confirmación de los resultados obtenidos en las pequeñas cuencas *pull-apart*. El estudio gravimétrico contribuye, también, al conocimiento de la geometría y al desplazamiento total de la falla de Béjar.

En la zona de Coria se ha realizado exclusivamente un reconociendo de campo preliminar de la falla de Béjar y un perfil gravimétrico de dirección E-W que atraviesa toda la cuenca.

Bascones Alvira y Martín Herrero (1987a) y Bascones Alvira *et al* (1987a) definen las fallas de dirección N 40-55°E, como las más abundantes en la zona. Estas junto con fracturas conjugadas N80-140°E conforman los límites de las cuencas sedimentarias de Coria y Moraleja, y los sedimentos asociados a la FAP. Estos autores consideran las fallas cubiertas por los sedimentos terciarios, con buzamiento subverticales. Ugidos Meana *et al* (1988) considera las fracturas de dirección N30-70°E como fallas sinestrales que sufren movimientos tardíos en la vertical de tipo distensivo, una de las cuales, la falla de Béjar, forma el límite de las cuencas de Coria y de Zarza de Granadilla (Figura 4.22).

En el pk 6 de la carretera comarcal C-526 (carretera a Portezuelo, UTM 716950, 4407800 de la hoja 1:50.000 de Cañaveral, n° 650) aflora el contacto entre los sedimentos terciarios y el Complejo Esquisto Grauváquico (Figura 4.23). Es un contacto mecánico que muestra una falla de tipo inversa con una dirección de N70°E y buzamiento de 45°SE. Esta estructura genera un pequeño relieve con elevación del lado E que no supera los 50 m de diferencia de cota en el límite de la cuenca de Coria y llega a los 100 m de diferencia de altitud en el límite de la cuenca de Zarza la Granadilla.

En la cuenca de Coria se ha realizado un perfil gravimétrico de orientación E-W a lo largo de las carreteras comarcales 511 y 526 (Figura 4.22). El espaciado de punto fue de 500 m. Se eligió este espaciado para obtener una idea preliminar del espesor de la cuenca sin necesidad de realizar una campaña detallada. La longitud total del perfil es de 35 km. El posicionamiento de los puntos de lectura se realizó sobre los mapas 1:50.000 y la altitud, mediante barometría (apartado 2.1.6.). Los valores de anomalías de Bouguer obtenidos y los modelos geológicos que se adaptan mejor a estas anomalías

se presenta en las Figuras 4.24a y 4.24b, para valores de densidad de sedimentos de 1,9 y 2,2 gr/cc respectivamente. Los datos de campo y calculados se presentan en el apéndice 2. El error cuadrático medio de ajuste entre el valor de la gravedad obtenido y el calculado es de 0,48 y de 0,46 para los perfiles a y b, respectivamente (Figura 4.24).

El espesor del relleno sedimentario es de 140 a 160 m para una densidad de sedimentos cenozoicos de 1,9 y 2,2 gr/cc respectivamente (Figura 4.24a y 4.24b). Si tomamos la diferencia de cota entre la superficie extensiva del basamento fuera de la cuenca y el punto de menor cota de los sedimentos, obtendremos el desplazamiento vertical total de esta superficie en el caso de que esta superficie se sitúe debajo de los sedimentos. Este desplazamiento sería de 280 a 300 m para las densidades mínima y máxima respectivamente.

El espesor de sedimentos obtenido en este estudio mediante técnicas gravimétricas es mucho menor que el obtenido algo más al sur mediante técnicas geoelectricas (250 m, Bascones Alvira y Martín Herrero, 1984). El sondeo de Galisteo (Bascones Alvira y Martín Herrero, 1984) llegó a una profundidad de 180 m sin tocar basamento. Este valor puede estar en el margen de variabilidad de profundidad del basamento (no se conoce exactamente la localización de este punto). Otra posibilidad es que la asignación de densidades al terciario de este estudio no sea correcta. Para obtener más profundidad en la cuenca el valor de la densidad de los sedimentos debe superar los 2,2 gr/cc, valor que ya se considera en este estudio como un límite superior para sedimentos como los de la cuenca de Coria.

Algunas de las contradicciones mencionadas se pueden resolver con la producción de un mapa gravimétrico para la cuenca. La cuenca de Coria presenta una geometría compleja, delimitada por fallas de dirección N 40-70°E y otras con dirección N100°E, que probablemente generan varios depocentros. El perfil gravimétrico atraviesa solo un aparte de la cuenca y, por tanto, no aporta una información completa.

El perfil muestra una geometría de la cuenca muy distinta en el E y W. En el lado W el relleno sedimentario es más espeso hacia el centro de la cuenca de forma progresiva, mientras que el lado E presenta un gran espesor en el propio contacto entre basamento y relleno sedimentario. El depocentro de los sedimentos se sitúa hacia el lado E aunque existe otro depocentro relativo en el lado W.

La geometría de la falla de Béjar según el estudio gravimétrico es muy verticalizada y puede tener un movimiento normal. Esto concuerda con observaciones de Ugidos Meana *et al* (1988) para las fracturas N30-70°E, sin embargo contradice la expresión del afloramiento descrito en este estudio. El tipo de movimiento de la falla de Béjar requiere un estudio más detallado en superficie, que se sale del alcance de este estudio.

#### **4.5. ÁREA DE LAS CUARCITAS DEL PUERTO DE LOS CASTAÑOS Y LA CUENCA DE TALAVÁN**

El área de las Cuarcitas del Puerto de los Castaños y de la Cuenca de Talaván (Figura 4.5) se sitúa en las siguientes hojas topográficas 1:50.000: mitad Sur de las hojas de Coria (nº 620, 621), Torrejoncillo (nº 622) y Malpartida de Plasencia (nº 623); las hojas completas de Garrovillas (nº 649), Cañaveral (nº 650), Serradilla (nº 651); la mitad W de la hoja de Jaraicejo (nº 652), y la mitad Norte de las hojas de Casar de Cáceres (nº 678). Aldea de Trujillo (nº 679) y Aldeacentenera (nº 680). Desde el punto

de vista del estudio cinemático de la FAP, esta área es interesante por los aspectos que se enumeran a continuación:

- El sinclinal que forman las cuarcitas ordovícicas es una referencia para el cálculo del desplazamiento total de la falla.
- En esta área se puede establecer un modelo de superficies de erosión de la zona para conocer la edad del paisaje, puesto que es una zona en la que se encuentran gran parte de los elementos geomorfológicos del paisaje de esta región.
- Se pretende comprobar si estas superficies están desplazadas por la falla y cual es la cuantía de este desplazamiento.

#### **4.5.1. La cinemática de la FAP en el Puerto de los Castaños. El desplazamiento horizontal.**

Las imágenes resultantes de las distintas combinaciones de bandas se presentan en la Figura 4.25. La combinación 745, de bandas sencillas en falso color, muestra claramente la topografía, en la que resaltan las crestas de Cuarcita. En esta imagen, el sinclinal de las cuarcitas y los depósitos de ladera derivados de las mismas destacan en color rojo, que representa toda la anchura del sinclinal. Las combinaciones de cocientes de bandas también destacan las cuarcitas y su desplazamiento, pero los que destaca en distinto color respecto al resto de la imagen son los abanicos y conos aluviales derivados de las cuarcitas en la ladera norte (por ejemplo, la combinación 3/7-2/7-5/3 muestra estos depósitos de colores rosas).

En cualquier caso, el aspecto más importante que se observa en esta imagen (Figura 4.25) es que el desplazamiento del sinclinal de cuarcitas tiene lugar principalmente al E del DAP y no sobre él. El dique se aprecia sutilmente en la combinación 745, más por su expresión topográfica que litológica, y se aprecia que las cuarcitas a ambos lados del mismo no están desplazadas.

El modelo digital del terreno (tomado del SEG: Figura 4.26) junto con el perfil 1 de la Figura 4.28 muestran que no hay evidencias suficientes para considerar esta área como una cuenca *pull-apart*. Aparentemente, en la zona situada entre el DAP y la FAP, que en este punto están separados de 1 a 1,4 km, las cuarcitas están hundidas hasta una altitud de 665 m (Ej. Peña de los Valles, UTM 723500, 4409500; perfil 1 de la Figura 4.28), lo cual implicaría un hundimiento de 155m respecto al lado W y de 55 m respecto al E. Sin embargo, este tramo de cuarcitas situado ente el DAP y la FAP no presenta una topografía aplanada sino que parece más una disminución progresiva de altitud desde el pico de Peña del Águila (UTM 721900, 4409600; 820 m sobre el nivel del mar). Por tanto, no se considera criterio suficiente para considerar esta relación como un hundimiento debido a la presencia de una cuenca *pull-apart*. La topografía de la falla es, además, bastante rectilínea y forma un surco característico de los tramos rectilíneos de las fallas de strike-slip.

El cálculo del desplazamiento total de la falla se ha realizado tomando como punto de referencia el eje del sinclinal de cuarcitas. La deformación del eje del sinclinal cerca de la falla se complica y, por tanto, se ha tomado como eje del sinclinal en el lado E de la falla el eje del sinclinal principal, y no los sinclinales pequeños cercanos a la falla. Sin embargo, se muestran, también, los valores de desplazamiento que se obtienen tomando como referencia estratos individuales.

El valor de desplazamiento horizontal del eje del sinclinal, si se toma el eje del sinclinal menor del lado E de la falla (no se pueden hacer cálculos absolutos pues no

hay datos completos sobre dirección y buzamiento del flanco N de este pliegue) de  $3,6 \pm 0,1$  km (Figura 4.27a). Los valores de desplazamiento que se obtienen tomando estratos individuales son todavía menores que los indicados anteriormente. El estrato de Cuarcita Ordovícica del flanco S del sinclinal muestra un desplazamiento horizontal de  $2,7 \pm 0,1$  km, y el flanco N de  $2 \pm 0,1$  km. Estos valores no tiene en cuenta el arrastre de las capas.

Se ha realizado el calculo también del desplazamiento de la charnela del sinclinal, representando la geometría que formarían los flancos del sinclinal sobre el plano de la FAP a ambos lados de la falla (Figura 4.27a). Se han realizado los cálculos para un plano de falla vertical y para planos que pueden buzarse hasta  $70^\circ$  hacia el SE o NW. Además se ha considerado que la localización de la intersección de los flancos del sinclinal con la falla puede tener un error de  $\pm 50$  m. Los resultados dan un valor de  $5.2 \pm 0,4$  km.

Los valores obtenidos para distintos elementos del sinclinal hercínico de la Cuarcita Armoricana son muy diferentes. La complejidad del sinclinal en la zona de falla ha causado la discrepancia de valores. La complejidad se debe a una geometría anterior al desplazamiento compleja (por ejemplo, la charnela muestra inclinaciones) y a la formación de pliegues de arrastre en el plano de falla durante su desplazamiento sinistral.

#### **4.5.2. Estudio de las superficies de erosión de la Cuenca de Talaván. Edad del nivel topográfico generalizado y desplazamientos verticales de la FAP**

Sobre los mapas topográficos 1:50.000, se han realizado unos perfiles topográficos con esquemas geológicos para estudiar las distintas superficies de erosión y su relación con la FAP (Figura 4.28). La definición de algunas de estas superficies ha sido tomada de estudios anteriores, otras son definidas en este estudio. Las distintas superficies se describen a continuación. La numeración en paréntesis indica el orden de edad de más antigua a más moderna:

- La superficie de cumbres, S-C (1) de Fernández Macarro y Blanco Sanchez (1990, apartado 3.3.5.). Esta superficie se sitúa de 525 a 820 m sobre el nivel del mar (335 a 605 sobre el nivel del río Tajo).
- La superficie bajo los sedimentos arcósicos, S-A(2) de Fernández Macarro y Blanco Sanchez (1990, apartado 3.3.5.). Se sitúa entre las cotas de 400 m en el borde sur de la cuenca de Talaván y 310 m en la zona N (Fernández Macarro y Blanco Sanchez, 1990; 200 a 105 m sobre el río Tajo, respectivamente).
- La superficie con alteración roja S-Roja (3a) de Fernández Macarro y Blanco Sanchez (1990, apartado 3.3.5.). Se sitúa entre las cotas de 430 m al W del perfil 2b (Figura 4.28) y 325 m en la zona central del mismo perfil (230 a 105 m sobre el río Tajo, respectivamente).
- La superficie sobre frente de alteración esmectítico, S-FAS (3b). Esta superficie se define en este estudio basándose en los estudios de Tsige *et al* (1997). Tsige *et al* (1997) definen la existencia de un manto de alteración bajo la raña cercana a la localidad de Talaván (UTM 732700, 4399700) de características esmectíticas (no presenta las mismas características mineralógicas que el manto caolínítico de Jaraicejo, más hacia el E, Fernández Macarro y Blanco Sanchez 1990, y Tsige com. per.). El manto de Talaván está cartografiado en la hoja geológica de Cañaveral como sedimentos arcósicos, lo cual es lógico teniendo en cuenta el gran grado de alteración de las areniscas (Tsige, com. per.). El



manto de Talaván tiene, sin embargo, una mineralogía más semejante a los mantos descritos bajo la raña y bajo los depósitos neógenos de los Montes de Toledo (Molina *et al*, 1985). En Talaván, el manto esmectítico está truncado por la alteración caolinítica ocre que afecta a la raña y penetra bajo ella (Tsige *et al*, 1997). En este estudio se asigna una edad de **Mioceno Inferior-medio** a la superficie por su posible relación con la alteración roja de Martín-Serrano (1989) y por el hecho de encontrarse bajo los neógenos en Toledo y no estar descrita bajo las arcosas del Oligoceno. En este caso la S-roja cartografiada por Fernández Macarro y Blanco Sanchez (1990) en esta área, puede ser la misma superficie que S-FAS. El frente de alteración representa la profundidad hasta la que llegó la alteración, es muy común que sea muy irregular y se sitúa entre las cotas 380 m en zona estudiada (180 m sobre el río Tajo).

- La superficie sobre la raña S-R1 (4a). El depósito de raña en esta área tiene un espesor de 5-8 m y está afectado por la alteración caolinítica ocre (Fernández Macarro y Blanco Sanchez, 1990). La superficie que se sitúa a 600 m de cota al W del área y a 450 m en la zona más cercana a la FAP (385 y 235 m sobre el nivel del río Tajo, respectivamente).
- La superficie sobre frente de alteración caolinítico, S-FAC (4b). La superficie S-FAC, aquí definida, representa la profundidad hasta la que llegó la alteración y es muy común que sea muy irregular. Se sitúa entre las cotas 600 m en la zona E (Jaraicejo) a 490 en el W de la cuenca (Fernández Macarro y Blanco Sanchez, 1990). Es difícil establecer una edad para esta superficie, pero debe ser al menos de edad semejante al manto (en este caso Mioceno Superior-Plioceno, apartado 3.3.5.).
- Las superficies cuaternarias S-Q (5, 6 y 7) que se sitúan a 375, 295 y 265m sobre nivel del mar (160, 80, y 50m sobre el nivel del río Tajo respectivamente). Son superficies de degradación de las superficies mencionadas anteriormente. Las edades de estas superficies varían desde el Pleistoceno al Holoceno.

El perfil 1 de la zona (Figura 4.28) se ha trazado a lo largo de las crestas de Cuarcita en su nivel más elevado que corresponde a la cuarcita armoricana (Ordovícico Inferior), flanco Sur del Sinclinal (Unidad 2 en el mapa de la serie Magna de "Serradilla", Unidad 13 en el de "Jaraicejo", Unidad 11 en el de "Cañaveral", Unidad 5 en el de "Torrejuncillo", Unidad 18 en el de "Garrovillas" y Unidad 12 en el de "Coria"). Esta litología da los crestones más elevados y, por tanto, se considera que representa más fielmente la superficie más antigua (ha sufrido menor erosión).

La deformación de esta superficie topográfica (S-C) representa, un valor mínimo (por la erosión posterior) del desplazamiento vertical total durante los movimientos alpinos si consideramos que la superficie, inicialmente, se genera por un arrasamiento generalizado finicretácico. En el área de la FAP y al W de la falla (Perfil 1, Figura 4.28), la altitud de las crestas se sitúa aproximadamente a 820 m sobre el nivel del mar (Peña del Águila, UTM 721900, 4409600), mientras que en el E se sitúa a 740 m (Cáceres el Viejo, UTM 727400, 4411600). Esto da lugar a un desnivel de  $80 \pm 20$  m, con el labio W de la FAP levantado respecto al E.

A ambos lados de la FAP las crestas cuarcíticas han sufrido levantamiento y hundimiento por movimientos en otras fallas (Perfil 1, Figura 4.28). Hacia el W de la FPA, a partir de la Loma de Pedro Cabrero (UTM 718100, 4409400), la cota de las cuarcitas disminuye drásticamente debido a que la falla de Béjar hunde el basamento hacia el W y da lugar a la cuenca sedimentaria de Coria. Hacia el E, las cuarcitas se van

hundiendo progresivamente desde los 740 m del Pico de Cáceres el Viejo hasta alcanzar una altitud mínima media de 525 m en la hoja topográfica 1:50.000 de Serradilla, nº 651, (Sierras de las Corchuelas y del Espejo). En la hoja topográfica 1:50.000 de Jaraicejo, nº 652, el nivel medio de la Cuarcitas vuelve a elevarse hasta alcanzar el máximo en la Sierra de Miravete de 840 m (UTM 264700, 4399800).

La falla que delimita a los sedimentos arcósicos en la Cuenca de Talaván por el E (según Fernández-Macarro y Blanco Sanchez, 1990; Figura 4.28), se puede extender a la zona de las cuarcitas y queda aproximadamente situada en la Sierra de Pitones, al E del pico de Pertegones (UTM 257500, 4404800, Figura 4.28). En este caso la falla está dando lugar a un desplazamiento vertical de las cuarcitas de aproximadamente 290 m (840 m en Sierra de Miravete a 550 m en el Pico de la Corchuela, Sierra de las Corchuelas). En este estudio se denomina a esta falla, falla de Monfragüe.

Los perfiles 2a, 2b y 3 de la Figura 4.28 se sitúan sobre la cuenca de Talaván. Los perfiles 2a y 2b cortan las estructuras tectónicas (2a corta la falla de Monfragüe y 2b la FAP). El perfil 3 es paralelo a las estructuras tectónicas y se sitúa sobre el bloque hundido por la falla de Monfragüe. Para el estudio de las superficies de erosión consideraremos la hipótesis de que la S-Roja y la S-FAS están relacionadas genéticamente por su similitud en la composición de las arcillas. Los estudios sobre el terreno han mostrado, además, que la base del manto de alteración (S-FAS) en la zona del pueblo de Talaván está al mismo nivel o ligeramente por encima de la S-Roja. Es decir, la S-Roja puede corresponderse con la S-FAS o ser una superficie de degradación del mismo (hay que tener en cuenta el carácter irregular de los frentes de alteración).

El aspecto más importante del estudio de las superficies de erosión es que la superficie más generalizada del lado E de la cuenca de Talaván parece estar ligada a la formación de la raña y su manto de alteración caolinítico (S-RA1 y S-FAC), mientras que en el lado W y en los alrededores de la FAP son las superficies relacionadas con las series rojas las que son más extensivas (S-Roja y S-FAS). El límite de estas dos áreas es la falla de Monfragüe. Los perfiles 2a y 2b (Figura 4.28) muestran que la falla de Monfragüe ha causado un hundimiento del bloque en la zona W de la falla.

En la zona E las superficies representadas son las de raña (S-R1) y del frente del manto de alteración caolinítico finiterciario, S-FAC. La S-R1 disminuye de cota gradualmente desde las cuarcitas con una inclinación de  $0,4^\circ$  en la zona cercana a la cresta de cuarcita y de  $0,1^\circ$  en la zona más alejada. Una inclinación de  $0,1^\circ$  implicaría que la S-R1 en la zona de Talaván, al W de la falla de Monfragüe, debería encontrarse a 420 m de altura. En realidad se encuentra a 440 m. Esta poca diferencia se encuentra en el margen de error de medida para esta escala ( $\pm 20$ m), luego la existencia de desplazamiento de esta superficie, si existe, es  $< 20$  m.

En el perfil 2a existe un aspecto que tal vez sea incongruente y es la presencia de una terraza del Pleistoceno Inferior a 250 m sobre el nivel de río Tajo (500 m sobre el nivel del mar). La terraza Pleistocena se sitúa sobre la S-Roja y sobre la S-FAS. Este dato está tomado de la hoja geológica Magna. Fernández Macarro y Blanco Sanchez (1990) consideran estos depósitos ciclo rojo Mioceno al que ha afectado la alteración caolinítica.

En el perfil 2b se ve que la superficie más extensiva cruzada por la FAP corresponde a S-FAS (y probablemente a la S-Roja), por tanto se puede generalizar una de las conclusiones fundamentales de este estudio: los valores de desplazamientos verticales totales de esta superficie por la FAP se pueden datar en una edad máxima de

Mioceno Inferior o posteriormente al mismo con una edad mínima de Plioceno en caso de que el frente del manto de alteración esmectítico haya sido degradado por la alteración ocre.

Los perfiles 2b, 4 y 5 muestran la relación ente la FAP y la superficie topográfica extensiva del “Mioceno Inferior-Plioceno”, al S de la cresta de Cuarcitas (perfil 2b), al N de las Cuarcitas (perfil 4) y en la zona donde la falla esta en la misma cresta (perfil 5).

La superficie S-FAS está muy degradada en estos tres perfiles en los alrededores del río Tajo (Figura 4.28). En el perfil 2b, esta superficie se encuentra desplazada por la FAP, hundida en el surco que forma la FAP y el DAP. Esta zona corresponde a la cuenca terciaria de Cañaveral (ver apartado 4.6.). La presencia de un deposito de raña en el lado E de la cuenca de Cañaveral (Cerro Garrote, ligeramente a S del perfil 2b, Figura 4.28) y el hecho de que los arroyos de esta zona no son tan grandes como el Tajo y sus afluentes mayores, indica que la superficie en la zona de falla es la superficie generalizada (S-FAS o S-Roja) que ha sido desplazada verticalmente. El hundimiento es de 70 m con respecto al lado E del surco y de 35 m respecto al W.

En el perfil 4 las litologías a ambos lados de la falla son distintas y, como consecuencia, es difícil establecer una línea de referencia para el desplazamiento vertical. En el perfil 5 es difícil identificar la S-FAS pues no hay referencias en el lado W de las Cuarcitas y en el lado E de las mismas la superficie esta muy degradada por el río Tajo. Se ha interpretado, por tanto, que la superficie más extensiva es la S-FAS por similitud con otros perfiles. Esta se sitúa a unos 400 m a ambos lados de las crestas de cuarcita y se encuentra desplazada ligeramente por la altura del DAP (de 20 a 60 m hundido hacia el W).

#### **4.5.3. Cinemática cuaternaria de la FAP en el área del Puerto de los Castaños.**

En la zona donde la FAP atraviesa la cresta de cuarcitas ordovícicas, los depósitos cuaternarios de ladera cubren la falla. Los mapas Magna 1:50.000 de la zona (Martín Herrero *et al*, 1987b: Cañaveral; y Bascones Alvira y Martín Herrero, 1987a: Torrejoncillo) dan unas edades de Pleistoceno Medio-Superior a Pleistoceno Superior a estos depósitos. La foto aérea disponible para este estudio es de escala 1:30.000 y no tiene una resolución suficiente para poder detectar escarpes recientes en estos materiales, pues la zona está parcialmente cubierta de vegetación.

En esta zona, además, la falla tiene un movimiento principalmente según el rumbo, sin presentar gran desplazamiento vertical (aproximadamente 3 km de desplazamiento horizontal total frente a 80 m de desplazamiento vertical total). Por lo que el desplazamiento vertical en materiales del Pleistoceno Medio-Superior no debe ser muy alto. Se necesitaría una foto aérea de mayor resolución y el levantamiento de perfiles topográficos de detalle, para poder detectar deformación en estos materiales.

#### **4.6. LA CUENCA PULL-APART DE CAÑAVERAL**

La Cuenca de Cañaveral (Figura 4.5) se sitúa en el cuadrante SW de la hoja topográfica de Cañaveral, nº 650. Se localiza inmediatamente al SW del pueblo de Cañaveral. Desde el punto de vista del estudio cinemático de la FAP esta zona es interesante por los aspectos que se enumeran a continuación:

- Al Sur del ensanchamiento que el embalse de Alcántara forma en esta zona se encuentra el contacto entre los granitos del batolito de cabeza de Araya y el

complejo esquistos-grauváquico (carretera comarcal 522). Este contacto está desplazado horizontalmente en sentido sinistral. La cantidad de desplazamiento de este contacto litológico indica el movimiento horizontal de la falla con posterioridad al emplazamiento del granito.

- El DAP tiene una expresión y continuidad muy claras en la parte Sur de esta área, mientras que su continuidad y expresión desaparecen hacia el Norte donde aparece deformado. La relación entre el dique y las demás litologías nos ayuda a entender los movimientos tectónicos posjurásicos.
- La existencia de sedimentos terciarios sobre la falla puede ayudar a identificar el tipo de movimiento de la FAP durante y con posterioridad al terciario. Los sedimentos se localizan en el ensanchamiento que el Embalse de Alcántara forma en esta zona, con lo que parte de los cuales no han podido ser estudiados en campo, solo en foto aérea y con cartografías geológicas anteriores (por ejemplo, García de Figuerola, 1963). Algunos, sin embargo, afloran al N del embalse.

#### 4.6.1. La cartografía geológica 1:25.000

Las imágenes resultantes de las distintas combinaciones de bandas de imágenes Landsat TM se presentan en la Figura 4.29. En la zona de la cuenca de Cañaveral el Embalse de Alcántara cubre gran parte de la zona de interés, así que la información que se puede extraer de la imagen de satélite es limitada. Las combinaciones en falso color de bandas sencillas muestran claramente la topografía y las fallas. En las imágenes resaltan tres alineaciones de dirección NE-SW al sur del embalse que cruzan el granito de Araya: dos son fallas y la tercera (al W de las anteriores) es una banda de lados paralelos que representa el DAP. Al Norte del Embalse el dique no se distingue en la imagen y la alineación que define la falla no presenta una traza tan clara, sino más bien una serie de tramos cortos de dirección NE-SW y otros de ENE-WSW. En la imagen de satélite, se ve claramente que los sedimentos están limitados por fallas en el margen E, pero la relación entre el basamento y los sedimentos no está clara en el borde W.

El límite entre granitos y las pizarras está claramente definido en las combinaciones de bandas sencillas, mientras que las combinaciones de cociente de bandas no dieron resultados satisfactorios en esta zona (Figura 4.29). Así, por ejemplo, la combinación 357 muestra colores rosados y más blancos en el granito y más verdosos en la pizarra; la 352 presenta, también, colores más blancos en el granito. Este límite está desplazado por la falla. La anchura de la franja de metamorfismo no se ve claramente en las combinaciones de bandas de imágenes de satélite que se han realizado en este estudio.

En el centro de los MDTs (Figura 4.30), se distingue una zona de topografía aplanada y menor elevación, alargada según una dirección NE-SW. Las dimensiones de esta área son de 4 x 3 km. En las Figuras 4.30c y 4.30d, se distingue claramente la erosión del río Tajo con forma de U bordeando esta zona allanada. Esta área contiene sedimentos terciarios (García de Figuerola, 1963; y Martín Herrero *et al*, 1987b). La FAP se distingue a continuación de esta estructura a N y S, sobretudo en las imágenes con exageración vertical. El salto de la FAP a N y S de los sedimentos no se aprecia en esta imagen.

Sobre el mapa topográfico antiguo del SEG (escala 1:50.000, 1965), se han realizado perfiles de detalle con direcciones transversales al eje mayor de la cuenca. La

Figura 4.31 muestra como los sedimentos terciarios se sitúan en una zona deprimida respecto al nivel general de la topografía en la zona (perfiles C-C' y D-D'). El nivel general de la topografía se encuentra a la misma cota a ambos lados de la falla (perfil A-A').

La Figura 4.32 recoge la cartografía de la zona. Los sedimentos terciarios de la Cuenca de Cañaveral afloran en la parte Norte del embalse de Alcántara. Se trata de una cuenca sedimentaria asociada a la FAP. La cuenca sedimentaria tiene una longitud de unos 7 km, anchura máxima de 1,3 km. Tiene una forma de huso muy alargado. Se extiende desde el Cerro Colorado (en la intersección entre la carretera comarcal 526 y la carretera regional 630, UTM 720300, 4405000) hasta el codo del río Tajo que esta actualmente cubierto por el embalse (UTM 716500, 4398000).

La traza principal de FAP se encuentra al N y S de los sedimentos terciarios y tiene dirección de N40-48°E y N40-45°E, respectivamente (Figura 4.32). Las fallas que limitan los sedimentos tienen una dirección de N25-35°E. A pesar de la poca expresión en imágenes de satélite y MDT, el límite W de los sedimentos es por falla, y ésta aflora en el desmonte de la carretera a Coria. Tanto la falla del margen W como la del margen E buzan hacia la cuenca. También, se pueden cartografiar otras alineaciones de dirección: N60-70°E; N100-140°E y N160-170°E. Se han encontrado afloramientos de las fallas de dirección N100-140°E y N160-170°E que desplazan sedimentos terciarios (apartado 4.7.4.).

El DAP tiene una continuidad muy clara al N y S de la cuenca sedimentaria de Cañaveral y una anchura de 100 a 150 m (Figura 4.32). En la cuenca, el dique no ha podido ser cartografiado ni siquiera con la foto aérea antigua de antes de la construcción del embalse, pero García de Figuerola (1963) muestra algún afloramiento discontinuo ligado a lo que en este estudio se ha definido como la falla que limita la cuenca por el W (UTM 717500, 4400500 y UTM 7182000, 4402400: Figura 4.32). Un lentejón de dique aflora en la carretera a Coria ligado a esta misma falla (UTM 7192000, 4403900: Figura 4.32; apartado 4.7.4.).

La cartografía del dique difiere algo de la serie magna al Norte de la cuenca donde fallas de dirección N100-140°E lo desplazan. La cartografía del dique muestra que los bordes del dique son paralelos y que los contactos a ambos lados del dique (por ejemplo, contactos entre granitos y precámbrico) no están desplazados entre sí de forma sinistral. El desplazamiento horizontal de estos contactos así como el dique en sí ocurre en la traza principal de la FAP, no en el dique. No se ha podido, sin embargo, calcular el desplazamiento total del dique por la FAP en este punto.

#### 4.6.2. El relleno sedimentario

En esta cuenca, a diferencia con la cuenca de Plasencia, el relleno sedimentario comprende un registro estratigráfico más amplio, encontrándose tanto sedimentos miocenos como anteriores, de edad paleógena. Estas unidades se han denominado: Unidad Arcósica (Ciclo arcósico, Paleógeno); Unidad Inferior de Cerro Colorado (Neógeno) y Unidad Superior del Cerro Colorado (Neógeno).

Los materiales de la **Unidad Arcósica** ocupan los dos tercios suroccidentales de la cuenca. Los afloramientos principales de estos materiales se dan en las localidades Cañaveral 1 a 4 del Apéndice 1 (puntos 1 a 4 de la Figura 4.33b). La Unidad está formada principalmente por arenas arcósicas, en general gruesas, con niveles conglomeráticos y gran número de intercalaciones de arcilla, y escasos cantos de

pizarra. Los sedimentos están poco estructurados en general y tienen clastos angulosos a subangulosos. Dominan las facies Sh y Fm con aparición minoritaria de Gp y Gt (apartado 3.2.4.). Son, por tanto, sedimentos de abanicos aluviales distales o piedemontes con llanuras tipo *braided*.

La composición de los materiales no parece tener su área fuente principal en el esquisto grauváquico que rodea la cuenca. En general, los materiales son más gruesos hacia el SW, lo que puede indicar que el área madre se encuentra en el macizo granítico de Cabeza de Araya y, parcialmente, en áreas del esquisto grauváquico circundantes. Los materiales gruesos de SW no representan facies de borde, como tampoco existen facies gruesas de borde asociadas a las fallas que limitan la cuenca de Cañaveral más al norte.

Se puede realizar una estimación preliminar de las direcciones de aporte de los sedimentos mediante la restitución de las orientaciones de cantos imbricados. No se ha realizado un estudio sistemático de imbricación de cantos y los valores de orientación de la estratificación son inciertos (difíciles de medir), sin embargo, se ha realizado una restitución de la orientación de las imbricaciones para obtener una orientación de los aportes sedimentarios de carácter preliminar. En la localidad 1 (punto 1 de la Figura 4.33b) los cantos muestran una imbricación de 40/120 a 35/150 y las capas están inclinadas a SW (aproximadamente N80°E/25°SE. Así, los valores de imbricaciones del punto 1 se convierten en 24/135 y 10/155 al restituir la inclinación de la So de los estratos a la horizontal. En la localidad 2 (punto 2 de la Figura 4.33b y punto 6 de la Figura 4.36) los sedimentos arcósicos tienen una orientación de N42°E/36°NW y los cantos una imbricación de 30/096. Como esta Unidad está separada de la Unidad Superior del Cerro Colorado (con dirección N0°E/26°E) por una discordancia angular, la restitución de la imbricación de cantos tiene que incluir dos rotaciones. Así la restitución de la Unidad Superior a la horizontal implica que la Unidad Arcósica tenía una orientación original de la S<sub>0</sub> de N5°E/26°NW. Si se realizan, entonces las dos restituciones (primero de N0°E/26°E y luego de N5°E/26°NW), las orientaciones originales de imbricación son de: 04/094. Es decir, los aportes son desde el SE y E. Este dato junto con el carácter mas grueso de los materiales hacia el SW indica un aporte general desde el S, SW y SE.

Con intención de correlacionar esta unidad con otras cuencas cercanas, Tsige *et al* (1997) analizan la composición mineralógica de las arcillas de tres muestras estudiadas en del primer afloramiento descrito (punto 1 de la Figura 4.33b, localidad Cañaveral 1 del Apéndice 1). Esta mineralogía se caracteriza por una proporción de 63,6% de esmectita, 27% de illita y 9,3% de caolinita. Estas proporciones y las características sedimentarias corresponden con claridad a la descrita en la Unidad Superior Paleógena (Martín-Serrano, 1989) de edad Eoceno-Oligoceno. La mineralogía es, también, semejante a la obtenida por Gómez Amelia (1985) para las mismas unidades de nuestro estudio, en la cuenca de Cañaveral (Cuenca del Guadalcil, en Gómez Amelia, 1985). Sin embargo, no se ha podido establecer a que parte de la Unidad Superior Paleógena corresponden estos sedimentos. Es posible que los sedimentos arcósicos de Cañaveral se correlacionen con las unidades de techo de estas formaciones, por analogía de facies.

Estratigráficamente, se ha interpretado que la Unidad arcósica se encuentra subyacente al resto de los sedimentos terciarios de la cuenca de Cañaveral. Aunque no se ha encontrado ninguna relación geométrica entre esta Unidad y la Unidad Inferior del

Cerro Colorado en campo, sí se ha encontrado la Unidad Superior del Cerro Colorado a techo de la arcósica en el borde W de la Cuenca. La edad relativa entre la Unidad arcósica la Unidad Inferior del cerro Colorado se ha establecido por correlación de esta última con formaciones datadas fuera de la Cuenca de Cañaveral.

La **Unidad de Cerro Colorado** aflora en el tercio NE de la cuenca de Cañaveral. Se trata de un depósito continental, clástico en la que se pueden reconocer dos unidades separadas por una ruptura con ligera discordancia angular. Estas unidades se han denominado, en este estudio: **Unidad Inferior de Cerro Colorado** y **Unidad Superior de Cerro Colorado**, pues presentan su mejor expresión en esta localidad (UTM 720200, 4404800, punto 5 de la Figura 4.33b). El conjunto se superpone a los materiales del ciclo arcósico mediante una ruptura clara en el lado W del embalse (línea 2 de la Figura 4.33b).

La **Unidad Inferior de Cerro Colorado** aparece principalmente en dos afloramientos: localidades Cañaveral 5 y 6 del Apéndice 1 (puntos 5 y 6 de la Figura 4.33b). Esta Unidad está formada por conglomerados poligénicos rojizos de cantos líticos inestables, pizarras, con menor proporción de cuarzo y cuarcita, en matriz arcillosa y limosa rojiza. Los cantos tienen una media de 1,5 cm de diámetro pero en muchos niveles llega a los 20 cm. Los niveles de cantos gruesos son granosostenidos mientras que los de grano menor son matrizsostenidos. La serie muestra paquetes del orden del par de metros granodecrecientes. Estos sedimentos corresponden a facies Gm y Gms con escasos niveles de Fm (apartado 3.2.4.). Representan depósitos de abanico aluvial. Por su composición litológica pueden provenir de las rocas de basamento que rodean la cuenca de Cañaveral (esquistograuváquico).

Se puede realizar una estimación preliminar de las direcciones de aporte de los sedimentos mediante la restitución de las orientaciones de cantos imbricados (localidad Cañaveral 5). Valores representativos de imbricación de cantos en campo son: 26/030, 16/060 o 35/355. La estratificación está inclinada según N142°E/22°NE. Como esta Unidad está separada de la Unidad Superior (con dirección N122°E/23°SW) por una discordancia angular, la restitución de la imbricación de cantos tiene que incluir dos rotaciones. Así, la restitución de la Unidad Superior a la horizontal implica que la Unidad Inferior tenía una orientación original de la S<sub>0</sub> de N132°E/43°NE. Si se realizan, entonces, las dos restituciones (primero N122°E/23°SW y luego de N132°E/43°NE), las orientaciones originales de imbricación son de 08/034, 10/206 y 22/006, respectivamente. Es decir, las direcciones de aporte son desde N-NE y desde el SW.

No existe ningún hallazgo de fósiles en estos materiales pero, teniendo en cuenta sus rasgos sedimentológicos (sobretudo por su alto contenido en arcilla) y su posición estratigráfica, lo más probable es que sean equivalentes en edad a la unidad conglomerática Plasencia, es decir, pos-Aragoniense Medio-Superior (por encima de la Unidad Barro con fauna de Hispanotherium). Por tanto se puede considerar un sedimento sintectónico del Aragoniense medio correspondiente con movimientos de la fase Neocastellana.

La **Unidad Superior de Cerro Colorado** está situada sobre la unidad anterior, y queda separada de ella por una ligera discordancia angular y la S<sub>0</sub> está basculada hacia el SW (orientación de las capas N122°E/23°SW, que puede observarse en el Cerro Colorado: punto 1 de la Figura 4.33). Estos materiales afloran en las localidades Cañaveral 1, 2, 5 y 6 del Apéndice 1 (puntos 1, 2, 5 y 6 de la Figura 4.33b).

Esta Unidad está formada por conglomerados en los que, a diferencia de la Unidad anterior, predominan los cantos de cuarcita sobre los de pizarra. Los conglomerados son, en general, granosostenidos, granodecrecientes, y no estructurados. Los clastos son de tamaños variables entre 2 cm y 30 cm, en algunos casos están rubefactados. La matriz es arenosa y arcillosa de color rojizo-marrón intenso. Incluyen intercalaciones delgadas de arcillas rojizas en forma de lentejones (por ejemplo, punto 1 de la Figura 4.33). Desde el punto de vista sedimentológico esta unidad representa también depósitos de abanicos aluviales proximales (principalmente con facies Gm, apartado 3.2.4.).

En la localidad Cañaveral 1 los cantos muestran una imbricación de 30/120 a 47/150 que se convierte en imbricaciones de 06/120 y 26/142 al restituir la inclinación de la  $S_0$ . La dirección preliminar de aporte de sedimentos desde el SE parece ser diferente de la de la unidad anterior (N-NE y SW) para la misma localidad. Esto puede deberse a un ambiente de abanicos aluviales de dirección de aporte cambiante por su proximidad al área madre. Sería necesario un estudio sistemático de direcciones de aportes en las dos Unidades del Cerro Colorado para detectar cambios de aporte generales debidos a cambios tectónicos y no a la dinámica natural de los abanicos aluviales en zonas proximales.

Un aspecto interesante de la composición litológica de la Unidad Superior del Cerro Colorado es la baja proporción de clastos de pizarra respecto a cuarcitas. Es difícil asociar el mayor porcentaje de cuarcita a un cambio de área madre porque las cuarcitas se sitúan al Norte de los sedimentos, lo cual no concuerda con la orientación de aporte estimada. Es posible, por tanto, que la mineralogía de los cantos se explique por un cambio climático respecto a la Unidad Inferior de Cerro Colorado, que de lugar a un basamento más alterado, ya que durante el transporte los materiales más blandos (pizarras) se pierden parcialmente. En este sentido es importante recalcar que estos sedimentos son considerados como raña por Gómez Amelia (1985). Se necesitaría un estudio más detallado de la mineralogía de arcillas de estos sedimentos para comprobar si se trata de raña. Este aspecto es importante pues el techo de la Unidad Superior de Cerro Colorado se sitúa a cotas son mucho más bajas (380 m sobre nivel del mar) que las de los niveles de raña de esa zona (460 m), lo cual tendría implicaciones tectónicas importantes (¿está la raña desplazada por las fallas?).

Respecto a la edad, no se dispone de datos que permitan establecerla con seguridad. El estar separada de la unidad anterior por una ligera discordancia angular puede representar cualquier formación posterior al Aragoniense medio. Por las diferencias composicionales puede, incluso, ser una raña. Si se tienen en cuenta las rupturas establecidas en otras cuencas terciarias de la Península, las rupturas intra-Aragoniense Superior, la intra-Vallesiense o, incluso, rupturas intrapliocenas son candidatos aceptables para la discordancia. Como hay un basculamiento importante posterior a la unidad superior, los movimientos tectónicos pueden estar relacionados con la fase Iberomanchega de Aguirre *et al* (1976) o fase Torrelaguna de Capote *et al* (1990).

Los **depósitos Cuaternarios** en esta cuenca alcanzan una cierta importancia al encontrarse sedimentos fluviales ligados al valle del río Tajo. Sin embargo, una parte importante de estos depósitos está bajo las aguas del Embalse de Alcántara. Utilizando las cartografías antiguas (García de Figuerola, 1963) y la foto aérea anterior a la construcción del embalse se han considerado alguno de estos depósitos, concretamente



las terrazas más bajas del Tajo. Además de las terrazas se han observado algunos depósitos de abanicos aluviales.

En la hoja geológica MAGNA de Cañaveral (Martín Herrero *et al.*, 1987b), se señalan como terrazas de edad "Pleistoceno medio", los niveles a 50-60 y a 80 m sobre el río. Por encima todavía se sitúan depósitos clásticos que se han atribuido a terrazas de 196, 160 y 150 m sobre el cauce y se han atribuido al Pleistoceno inferior. Ninguna de estas edades se ha obtenido mediante fósiles y únicamente se puede utilizar un criterio de altura relativa sobre el río.

El sistema de terrazas cuaternarias del río Tajo en los alrededores de la FAP muestra las siguientes características:

- La **terrazza más alta** está formada por gravas gruesas cuarcíticas con matriz arenosa. Se sitúa en el Cerro del Garrote (UTM 719100, 4401150, punto 7 de las Figuras 4.33 y 4.33b) a 375 m de cota y ha sido datada en Pleistoceno Inferior (Martín Herrero *et al.*, 1987b). La gran diferencia de altitud respecto al río de 210 m (el nivel de río es de 165 m de altitud, según mapa topográfico antiguo del SEG, 1965) y la presencia de un manto de alteración extenso bajo la terraza puede interpretarse como un depósito de **raña** más que una terraza del Pleistoceno Inferior.
- Una **terrazza del Pleistoceno Inferior**, en el lado W del embalse, se sitúa sobre el Cerro de la Atalaya Alta (UTM 714100, 4398700, punto 8 de la Figura 4.33b) a 343 m de cota. y 178 m sobre el nivel del río.
- En el borde SE de la cuenca se observa una terraza en el cerro de Miraltajo (Localidad Cañaveral 4 del Apéndice 1 y punto 4 de la de las Figuras 4.33 y 4.33b) que ha sido datada como **Pleistoceno Medio** por Martín Herrero *et al.*, 1987b, situada a 109 m sobre el cauce del río (274 m de cota). La altitud relativa de 109 m sobre el nivel del río podría corresponder, sin embargo, a una terraza del Pleistoceno Inferior si se compara con edades estimadas para terrazas aguas arriba (apartado 3.3.4.). Esta terraza, situada directamente sobre la falla que limita la cuenca por el SE, está deformada por una falla.
- En el margen W de la cuenca (antigua carretera de Cáceres a Plasencia, UTM 717750, 4402500 punto 9 de la Figura 4.33b) y sobre los sedimentos de la Unidad arcósica, existen unos materiales con características de terraza aluvial. Estos se sitúan a una cota de 278 m (113 m sobre el río) que corresponde con las terrazas del **Pleistoceno Medio** en esta área. Los materiales se componen de 7.5 m de una alternancia de arenas gruesas y conglomerados de cantos de cuarcita y pizarra (muy alterados estos últimos), subredondeados a redondeados. Estratificación cruzada de tipo *through* muy clara. Los tamaños de los cantos oscilan desde 1 cm a 0,5 m. Matriz de arena gruesa con algo de arcilla y cementada. Color rojo intenso a rojo anaranjado, con grietas de color gris verdoso. Tendencia granodecreciente. Los niveles de arenas tienen espesores de 0,3 a 0,7 m y los conglomeráticos de 1,5 m. Los cantos imbricados hacia el SW.
- **Terrazas del Pleistoceno superior-Holoceno**. No se describen en la hoja geológica de Cañaveral terrazas del Tajo pertenecientes al Pleistoceno superior. Bajo las aguas del embalse se podrían distinguir una terraza baja (de 2-3 m, y edad holocena) y otras dos por encima de ésta y por debajo de la cota de 40 m sobre el cauce.

En el margen E de la Cuenca se depositan **abanicos aluviales** con facies proximales constituidos por 5 m de conglomerado de pizarras sin alterar y angulares con

una matriz de color marrón a marrón rojizo (punto 10 de la Figura 4.33b). La edad absoluta de estos materiales se desconoce, pero se han realizado unos cortes topográficos para mostrar una edad relativa respecto a otros elementos morfológicos de edad conocida. Así, la Figura 4.33b muestra que estos abanicos aluviales se sitúan morfológicamente por debajo de las terrazas más bajas del Pleistoceno Medio, con lo cual tienen una edad de Pleistoceno Superior- Holoceno.

#### 4.6.3. Análisis estructural

Las fallas que delimitan la cuenca se pueden clasificar en fallas principales y fallas secundarias de una cuenca *pull-apart* (apartado 3.2.3.), de la misma forma que se ha realizado en la descripción de la cartografía de la zona de Plasencia (apartado 4.2.). En este caso, sin embargo, la fracturación es compleja, de forma que las fallas principales no tienen una longitud mayor ni una expresión más clara que las secundarias

- **FALLAS PRINCIPALES.** Las fallas que se sitúan a N y S de la cuenca terciaria de Cañaveral y que llevan la misma dirección que la traza principal de la FAP son las fallas principales de la cuenca de Cañaveral (FPn y FPs para norte y sur respectivamente en la Figura 4.34). Al N de la cuenca la traza principal tiene una continuidad de 10 km de longitud y una dirección de N40 a 48°. La FPn está, a su vez, compuesta por dos trazas: la más meridional de 3 km (N40-48° de dirección) y la más septentrional de 7 km de longitud (N40-48 ° de dirección), separadas entre sí por un escalón derecho con 700 m de separación y “no solape”. En la misma dirección, más hacia el NE, otras trazas forman la continuación de la traza principal de la FAP, relevándose en escalones derechos o desplazadas por fallas secundarias de dirección N60 a 80°. Al Sur de la cuenca, la falla principal (FPs en la Figura 4.34) tiene unos 12.5 km (los 2,5 km más septentrionales están actualmente cubiertos por el embalse) y una dirección de N40 a 45°. En el extremo más meridional de esta traza, la falla forma parte de la estructura de *push-up* de cabeza de Araya que se explica más adelante. La relación entre las fallas principales N y S es de un escalón izquierdo con 1,6 km de separación y 8 km de no solape. Esta geometría es una simplificación de lo que se expresa en la cartografía de la falla, pues la presencia de fallas secundarias con direcciones muy variables complican la estructura general, sobre todo en la zona norte.
- **FALLAS SECUNDARIAS (FS en la Figura 4.34).** Las fallas secundarias que se han descrito a través de la cartografía de detalle tienen las siguientes direcciones:
  - Fallas con dirección N25 a 35°. Tienen una longitud de 1 a 4 km, y se sitúan tanto entre las principales como al SE de la cuenca. Las fallas de dirección N25 a 35° que se sitúan entre la FP parecen corresponder con las fallas normales que limitan la cuenca *pull-apart*, puesto que son los límites de los sedimentos. Su dirección tiene una diferencia angular de 15 a 25° respecto a las fallas principales.
  - Fallas con dirección N-S. Se localizan en la zona N de la la cuenca sedimentaria. Tienen poca longitud (máximo 1 km). Su dirección tiene una diferencia angular de 40 a 45 ° respecto a las fallas principales.
  - Fallas con dirección N 60 a 70° E. Son escasas y se sitúan en la parte N de la cuenca. Su dirección tiene una diferencia angular de 10 a 30 respecto a las fallas principales.
  - Fallas con dirección N110 a 140°E. Estas fallas son paralelas a la estructuración hercínica. La estratificación de los materiales precámbricos

tiene una orientación de N 95 a 125° E y buzamientos de 70°SW a 90°. Estas fallas desplazan materiales terciarios y por tanto están relacionadas con la tectónica terciaria de la FAP. Su dirección tiene una diferencia angular de 60 a 100°

- Fallas con dirección N160 a 170°E. Aparecen en el punto medio de la cuenca terciaria a ambos lados de la misma, desplazando materiales precámbricos, pero no han sido encontradas dentro de la cuenca. No se ha podido encontrar relación con la estructuración terciaria. Su dirección tiene una diferencia angular de 110 a 130° respecto a las fallas principales.

La relación entre las dos trazas principales en la zona S es de un escalón izquierdo que da lugar claramente a una estructura extensiva (cuenca *pull-apart*) de dirección N15 a 25°E. En la zona N la estructura es más complicada, con la falla principal formando un escalón derecho y fallas secundarias de direcciones diversas que podrían moverse tanto como fallas extensionales, compresionales y de desgarre, dependiendo de las relaciones geométricas que guardan con las fallas principales y entre sí. La presencia de zonas transpresivas locales en cuencas *pull-apart* es muy común (Freund, 1971).

Para estimar el valor del desplazamiento total de la FAP se ha realizado una restauración del desplazamiento de la franja de metamorfismo al sur de la cuenca de Cañaveral, donde la carretera comarcal 522 cruza el Arroyo de Arroyanes (UTM 713500, 4394500; Figura 4.35). Se han medido 2 km para el desplazamiento del contacto entre las pizarras y la banda de metamorfismo de contacto (es decir, el contacto entre pizarras y pizarras mosqueadas). En el contacto entre las pizarras mosqueadas y el granito se ha calculado 2,4 km. Si, además, se tiene en cuenta que la cartografía de estas unidades puede tener un error de 0,1 km (por la dificultad en la cartografía del contacto y el error del trazado en el mapa), se obtiene un desplazamiento del orden de  $2,2 \pm 0,1$  km de la franja de metamorfismo contacto en esta área.

Los afloramientos de las fallas principales son (Figura 4.36):

- En el desmonte de la carretera a Coria (punto 1 de la Figura 4.36, UTM 719100, 4403850) aflora la falla principal Norte ( $F_{PN}$ ). La falla es muy verticalizada y pone en contacto las pizarras precámbricas con conglomerados rojos terciarios (Unidad Superior del Cerro Colorado). El dique ha quedado pinzado en la falla, mostrando en la zona de falla un espesor de 90cm. La zona de falla tiene una anchura de 1,70 m a 2,0 m. La anchura de la brecha de falla es de 80 cm en la pizarra y 90 cm en el conglomerado. El dique ocupa una parte central respecto a estos otros dos materiales y, además, hay lentejones de arcilla blanca de unos 30 x 20 cm que, como el dique, quedan pinzados en la falla. Estos lentejones parecen ser los sedimentos arcósicos del Oligoceno. No se ha podido medir el plano de falla ni estrías, pero por su dirección cartográfica paralela a la dirección general de la FAP, el buzamiento tan vertical, y el tipo de estructuras que aparecen en el afloramiento (lentejones de dique y terciario arcósico, pinzadas en la falla) se ha interpretado como una falla de componente de desgarre importante.
- En la antigua carretera a Coria, unos 300 m al sur del punto anterior (UTM 719000, 440370, punto 2 de la Figura 4.36), esta expuesta, también, la traza de la falla principal ( $F_{PN}$ ). El plano de falla es algo menos vertical y buza hacia la cuenca con una inclinación de unos 70°E. En este afloramiento no hay dique, como ocurre en la carretera actual. El hecho de que este afloramiento no muestre

dique indica que el dique efectivamente, puede estar deformado de forma que, a lo largo de las fallas que componen la cuenca terciaria, ha quedado pinzado en varios puntos y pierde su continuidad.

Las fallas secundarias que limitan los sedimentos terciarios tienen una expresión clara en foto aérea. El punto 3a de la Figura 4.36 muestra una foto tomada desde el cerro Colorado hacia el S en la que se distingue la zona hundida situada entre las fallas secundarias. Sin embargo, solo se ha encontrado un afloramiento del plano de falla de fallas secundarias de dirección N25°E a N35°E en la ladera S del Cerro de Miraltajo, en el borde E de la cuenca (F<sub>SE</sub>, pk 178 de la carretera N-630 al W de la carretera (Punto 3b de la Figura 4.36; UTM 718500, 4401000). En este punto se encuentra el contacto entre las pizarras y los materiales terciarios. Las pizarras están muy alteradas y brechificadas y existe una banda de roca de falla de unos 12 cm. de color negruzco. Los materiales terciarios están formados por microconglomerados a conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo y de color de la Unidad arcósica. La estratificación de estos materiales buza hacia la falla (al E). El plano de falla tiene una dirección aproximada de N46°E y 68°NW de buzamiento. Esta falla también desplaza materiales cuaternarios (apartado 4.6.4.).

No se han podido medir estrías en el plano de la F<sub>SE</sub>, ni otros criterios que ayudaran a establecer la cinemática de esta falla. La posición de las litologías respecto al plano de falla (la Unidad arcósica se sitúa en el techo de la falla) indica que es una falla normal. No se ha podido establecer, sin embargo, si la falla tiene alguna componente de movimiento horizontal, que no habría que descartar, ya que su dirección no es muy distinta de la de la falla de desgarre principal.

Las fallas de dirección N110°E a N150°E afloran cortando materiales terciarios y del basamento:

- En el margen W de la cuenca, punto 5 de la Figura 4.36 (UTM 717900, 4402650) hay dos fallas paralelas de dirección N135°E y un buzamiento de 80°SW que desplazan materiales de la Unidad arcósica.
- En el punto 6 de la Figura 4.36 (UTM 718300, 4403100), una falla de dirección N168°E y buzamiento 50° NE pone en contacto la Unidad arcósica con la Unidad Superior de Cerro Colorado. La Unidad Superior de Cerro Colorado parece tener una dirección N-S con un buzamiento de 26°E. La estratificación de la Unidad arcósica tiene una orientación de N42°E y buzamiento 36°NW. Ocho metros al S de esta falla, otra (de dirección N150°E y buzamiento 69°NE), ocurre dentro de esta misma unidad. En ambas fallas la zona de fractura tiene unos 50 a 70 cm de espesor y muestra un desplazamiento de tipo normal.
- En el punto 7 de la Figura 4.36 (UTM 719550, 4405000) el dique está desplazado de forma sinistral como indica la cartografía. Sin embargo, no se ha podido observar si el movimiento de la falla tiene componente según el buzamiento .
- Si se juntan las distintas evidencias de la cinemática de las fallas de dirección N110 a N150°E se puede concluir que son falla normal con una componente de desgarre sinistral.

En el desmonte de la carretera hacia Coria (punto 8 de la Figura 4.36; UTM 719300, 4403800), aflora una falla de dirección N160-170°E y buzamiento hacia el W. La falla pone en contacto materiales de Unidad arcósica con la Unidad Superior del Cerro Colorado (Figura 4.37a). La falla es inversa si consideramos que la Unidad

Arcósica es estratigráficamente más antigua que la Unidad del Cerro Colorado. De dos a cuatro metros al W de esta falla existe una zona de cizalla dentro de la Unidad arcósica en la que Tsige (com. per.) realiza estudios de microscopía electrónica de barrido que indican que el último movimiento sufrido ha sido normal. Esta falla se interpreta como extensión en el techo de la falla inversa y se considera secundaria respecto a la falla inversa del afloramiento. Se ha realizado un pequeño estudio de unas pocas estrías encontradas en los materiales arcósicos, encontrándose un régimen tectónico de tipo normal (punto 8 de la Figura 4.36).

Los resultados del análisis poblacional de las estrías de esta zona de fallas se muestran en la Figura 4.37b. Las direcciones de los planos de falla varían de N-S a N50°E, con predominio de la dirección N45°E. Los buzamientos son elevados. Las estrías en todos los casos tienen cabeceos altos. Las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos obtenidas son similares, tanto en el análisis de diedros rectos como en el método de inversión de esfuerzos. Como no se han podido obtener sentidos de movimiento del plano in situ se ha asignado el tipo de deslizamiento según el gráfico de Buzamiento del plano frente a cabeceo de la estría De Vicente (1988). Los ejes de esfuerzos muestran un máximo acortamiento vertical (régimen extensional) y una extensión en dirección N30°E y N80°E según el método utilizado (Figura 4.37b).

Las relaciones entre la orientación de los estratos sedimentarios y la cinemática de las fallas indican varios aspectos importantes:

- Los estratos de la Unidad Arcósica están, en general, más deformados que las Unidades más modernas. Además, no se encuentra relación directa entre la orientación de las capas y la cinemática de las fallas descritas. Por ejemplo, en el punto 8 de la Figura 4.36, la orientación de la  $S_0$  (N80°E) no parece estar relacionada con movimientos en la falla de dirección N160-170°E. Este desacuerdo muestra que los sedimentos arcósicos han sufrido diferentes fases tectónicas.
- La orientación de las capas de la Unidad del Cerro Colorado sí está en concordancia con el tipo de movimientos de las fallas que forman la cuenca. Luego, pueden ser considerados materiales sintectónicos.
- La unidad Superior del Cerro Colorado presenta más deformación hacia el NE de la cuenca y, en general, menos deformación que otras formaciones más antiguas. Esto indica una migración de la actividad tectónica hacia el Norte de la cuenca en los movimientos más recientes.

#### **4.6.4. Gravimetría: profundidad de sedimentos y desplazamiento horizontal asociado a la subsidencia.**

En el área de los sedimentos cenozoicos de Cañaverl se han realizado 2 perfiles con una orientación más o menos perpendicular a la dirección principal de la FAP en el área que no está cubierta por el Embalse de Alcántara (Figura 4.38a). Por las dimensiones de la cuenca y en comparación con modelos teóricos (apartado 3.2.), se ha elegido un espaciado de 50 m, pues se estima una profundidad de sedimentos de 50 a 200 m. Este espaciado permitirá una buena definición de la geometría de la base de la cuenca. El método de estudio se presenta en el apartado 2.1.6.

Los valores de anomalías de Bouguer obtenidos y los modelos geológicos que se adaptan mejor a estas anomalías se presenta en las Figuras 4.38b y 4.38c. Los datos de campo y calculados se presentan en el apéndice 2. El error cuadrático medio de ajuste

entre el valor de la gravedad obtenido y el calculado es de 0,65 para el perfil N y de 0,17 para en perfil S.

El espesor del relleno sedimentario en el perfil N es de 113 a 211 m para una densidad de sedimentos cenozoicos de 1,9 y 2,2 gr/cc respectivamente (Figuras 4.38b.1 y 4.38b.2). Si tomamos la diferencia de cota entre la superficie extensiva del basamento fuera de la cuenca y el punto de menor cota de los sedimentos, obtendremos una diferencia de elevación de 205 a 303 m para las densidades mínima y máxima respectivamente. En el perfil S, el espesor de sedimentos es de 107 a 167 m y el posible desplazamiento de la superficie extensiva del basamento es 183 a 243 m, para densidades de 1,9 y 2,2 gr./c respectivamente (Figuras 4.38c.1 y 4.38c.2).

El perfil N presenta una geometría de la cuenca muy distinta en el E y W. En el lado E el relleno sedimentario muestra un gran espesor, el mayor de toda la cuenca, en el propio contacto entre basamento y relleno sedimentario. Esta falla es, además, la que presenta una expresión topográfica más clara. En el lado W, el relleno sedimentario, también, engrosa, de forma abrupta en el contacto (que parece ser una falla inversa) pero no llega a tanta profundidad como en el lado E. Existe un engrosamiento abrupto de los sedimentos, en el centro de la cuenca. El depocentro de los sedimentos parece estar, por tanto, desplazado hacia el lado E del relleno sedimentario. El perfil S presenta una geometría distinta, con un engrosamiento de los sedimentos progresivo desde el lado W hacia el centro. El lado E muestra un espesor de los sedimentos menor, con un gran engrosamiento de los sedimentos a unos 250 m desde el contacto entre el basamento y los sedimentos hacia el W. Cercano a este punto se sitúa el depocentro de la cuenca.

Se muestra un corte geológico de la cuenca de Cañaveral en la Figura 4.39. La sección de la cuenca se asemeja a las secciones centrales de las cuencas en modelos analógicos (apartado 3.2.3.; perfil 21 en las Figuras 3.13 y 3.15). También presenta una falla situada cercana al eje de la cuenca semejante a las *cross basin faults* de estos modelos, que está muy desarrollada.

Los valores 205 a 303 m de hundimiento de la superficie general en el perfil N, obtenidos del estudio gravimétrico, pueden ser usados para calcular la cantidad de desplazamiento de desgarre necesario para producir ese hundimiento, según estudios de laboratorio (ver apartado 3.2.3.). Con la fórmula de Hempton y Neher (1986), los valores de deslizamiento horizontal de la falla que se obtienen son de 570 a 842 m durante la formación de las cuencas para los valores de hundimiento de 205 a 303 m respectivamente. Si utilizamos las conclusiones de Rodgers (1980) en las que el hundimiento representa un 15 a 20% del deslizamiento horizontal, entonces, los valores son de 1,02 km (para el caso de 205 m sea un 20% del deslizamiento horizontal) a 2,0 km (para el caso en que 303 m representan un 15% del deslizamiento horizontal). Por tanto, los valores de deslizamiento sinistral de la falla durante la formación de la cuenca de Moro pueden variar desde casi 1,02 a 2,0 km.

#### **4.6.5. Cinemática cuaternaria de la FAP en la zona de Cañaveral**

Los depósitos más recientes que están claramente deformados por la cuenca son los de la terraza del Pleistoceno Medio (o Inferior) del Cerro km. 178 de la carretera N-630 al W de la carretera (Punto 3b de la Figura 4.36; UTM 718500, 4401000). En la ladera S del Cerro, la F<sub>SE</sub> desplaza la terraza fluvial. El plano de falla no ha podido ser medido en los materiales cuaternarios, por el carácter areno-conglomeráticos de los



mismos, y sólo se puede afirmar que es muy verticalizado. Consideramos que la falla medida en el contacto entre los materiales terciarios y precámbricos se extiende a los materiales del Pleistoceno medio y los desplaza, como mínimo, 1 metro en la vertical (es difícil establecer niveles de referencia en los materiales de la terraza cuaternaria). Esta falla, sin embargo, parece estar sellada por pequeños conos y abanicos aluviales cuaternarios de edad del Pleistoceno Superior-Holoceno (alrededor de la localidad UTM 714500, 4402500, punto 4 de la Figura 4.36; ver también, punto 10 de la Figura 4.33b).

#### 4.7. EL DÚPLEX DE CABEZA DE ARAYA

El área de la Cabeza de Araya (Figura 4.5) se sitúa en el cuadrante NE de la hoja topográfica 1:50.000 de Brozas, n° 677. Se localiza inmediatamente al NE del punto kilométrico 18 de la carretera comarcal 523, donde ésta cruza con el Arroyo de la Ribera de Araya. Desde el punto de vista de la caracterización cinemática de la FAP a la zona de Cabeza de Araya es interesante porque el DAP tiene una expresión y continuidad muy claras a lo largo de toda la zona y aparece deformado por la FAP. La geometría actual del dique nos ayuda a analizar la deformación posjurásica de la FAP. Además, se ha definido una estructura de *push-up* en esta área (apartado 3.4.).

Las imágenes resultantes de las distintas combinaciones de bandas Landsat se presentan en la Figura 4.40. Las combinaciones en falso color de bandas sencillas muestran claramente la topografía, en la que resaltan alineaciones de dirección NE-SW, que se ha interpretado como fallas. En la zona central de la imagen destacan tres alineaciones en relieve con colores negros de sombreado, que se unen en una sola hacia en NE y SW de la imagen. El DAP destaca también en las imágenes como una línea subparalela a las fallas situado al SE de la falla en la mitad sur de la imagen, y al NW en la mitad norte (por ejemplo, en la combinación 435 destaca como una banda morada muy continua de bordes paralelos). El dique se duplica en la zona central, donde está desplazado por las tres fallas definidas por el relieve. Las combinaciones de cocientes de bandas no ayudan a mejorar la interpretación de las otras imágenes.

En el área de Cabeza de Araya se han estudiado modelos digitales del terreno (Figura 4.41) y perfiles topográficos perpendiculares a la dirección general de la FAP (Figura 4.42). La estructura de Cabeza de Araya se encuentra en la parte más septentrional de los diagramas de la Figura 4.41. Las alineaciones que se expresan en el MDT son las fallas y, además, se distingue claramente la inflexión de la falla al sur del *push-up*. No parece haber una elevación del terreno importante en esta área. El perfil B-B' de la Figura 4.42 muestra una pequeña elevación en el área del *push-up* de unos 40 m con respecto a las zonas circundantes (tanto al E con la W de la FAP).

El estudio de las imágenes de satélite, MDT y las visitas de campo realizada muestran que las interpretaciones de este estudio están de acuerdo con la cartografía de la Serie Magna 1:50.000, y por tanto, no se ha modificado esta cartografía. La cartografía se recoge en la Figura 4.43. Las fallas que delimitan la estructura en la zona de Cabeza de Araya se pueden clasificar en fallas principales y fallas secundarias, de la misma forma que se ha realizado para las áreas de Plasencia y Cañaveral:

- **FALLAS PRINCIPALES.** Las fallas que se sitúan a N y S de la estructura de *push-up* de Cabeza de Araya y que llevan la misma dirección que la traza principal de la FAP son las fallas principales ( $F_{PN}$  y  $F_{PS}$  para norte y sur respectivamente. Figura 4.41). Al N la falla principal ( $F_{PN}$ ) tiene unos 12,5 km (los 2,5 km más septentrionales están actualmente cubiertos por el embalse) y

una dirección de N40 a 45°. Al S de la cuenca la traza principal ( $F_{PS}$ ) tiene una continuidad de 14.5 km y una dirección de N 35 a 37°. La relación entre las fallas principales N y S es de un escalón derecho y tienen un solape de 4.0 km y una separación de 1,7 km.

- FALLAS SECUNDARIAS (FS en la Figura 4.41). Tienen una dirección N60-75°E. y conectan las fallas principales,  $F_{PN}$  y  $F_{PS}$ . Tienen longitudes de 2,5 a 4 km. El DAP esta desplazado horizontalmente de forma sinistral en estas estructuras.

La relación entre las dos trazas principales es de un escalón derecho. En fallas de desgarre sinistral, este escalón supone una inflexión compresional (*restraining bend*). Las fallas secundarias forman un ángulo de 15 a 35°. Esta inflexión ha sido interpretada como un *push-up* (apartado 3.4.). Sin embargo, los perfiles topográficos (Figura 4.43) muestran que no existe una topografía que refleje levantamiento importante de la parte central de la estructura, como se aprecia, por ejemplo, en los modelos analógicos de la Figura 3.14.

Por otro lado se ha realizado una restauración de la deformación DAP en el área, la cual indica que el desplazamiento en las fallas secundarias es, principalmente, de desgarre. Si las fallas secundarias tienen un movimiento principal inverso, como predicen los modelos analógicos y matemáticos en estructuras de *push-up*, este desplazamiento horizontal sería simplemente un artificio del desplazamiento vertical de un plano con buzamiento. La Figura 4.44a muestra la geometría final que mostraría el DAP si las  $F_{SW}$  y  $F_{SE}$  fueran fallas inversas propias de un push up para el caso en que el DAP buzara hacia el W o el E. En ninguno de los casos el desplazamiento horizontal aparente del DAP es igual que el que presenta en la realidad. Por ejemplo, en el caso en que el DAP buzara hacia el E, el desplazamiento horizontal aparente en la  $F_{SW}$  sería sinistral pero en la  $F_{SE}$  sería dextral. Como el desplazamiento horizontal del DAP es sinistral en ambas fallas secundarias, se interpreta el desplazamiento en estas fallas como principalmente de desgarre. Por tanto, la estructura que define este escalón queda aquí más propiamente definida como un dúplex en el que las fallas son muy verticales y no presentan una componente inversa relevante.

La cantidad de desplazamiento total del dique presenta, también, una evidencia de que el desplazamiento horizontal del dique no puede ser asignado a fallas inversas. Si se restituye la deformación observada en el dique debida a las fallas secundarias obtenemos un desplazamiento horizontal de 2,3 a 2,5 km (Figura 4.44b). Teniendo en cuenta que el DAP tiene una traza muy rectilínea en esta zona, no se esperan buzamientos menores a los 70° de. Para que un plano de 70 a 90° de buzamiento tenga un desplazamiento horizontal aparente de 2 km, el movimiento vertical en la falla secundaria tendría que ser al menos del mismo orden. Un movimiento vertical de esta magnitud de edad posjurásica y probablemente posMioceno Medio (si se compara con las cuencas de Cañaveral y Plasencia) quedaría reflejado claramente en el relieve actual.

Los desplazamientos horizontales del dique son, por tanto, reales y pueden ser utilizados para caracterizar la cantidad de movimiento horizontal posdique de la falla de AP. La cantidad total de desplazamiento posjurásico de la FAP en esta área es de  $2,4 \pm 0,25$  km. El error se debe a diferencias en el punto que se tome de referencia (borde E u W del DAP) y en un margen de error de 100 m de localización de estos bordes en la cartografía.

#### 4.8. LA CUENCA *PULL-APART* DE LA RIBERA DE ARAYA

El área de la Cuenca de la Ribera de Araya (Figura 4.5) se sitúa en la mitad S de la hoja topográfica 1:50.000 de Brozas, n° 677, y parte N de la de Arroyo de la Luz, n° 703. Se localiza inmediatamente al SW del punto kilométrico 18 de la carretera comarcal 523 (en el cruce con el Arroyo de la Ribera de Araya) y al N del punto kilométrico 17 de la carretera, que conecta las carreteras 521 y 522 de Brozas a Aliseda (en el cruce con el río Salor).

Desde el punto de vista de la caracterización cinemática de la FAP, la zona de la Cuenca de la Ribera de Araya es interesante por que:

- En esta zona se encuentra el contacto entre batolito granítico de Cabeza de Araya y el complejo esquisto-grauváquico de la meseta extremeña. Este contacto está desplazado horizontalmente en sentido sinistral. Por lo que, la cantidad de desplazamiento de este contacto litológico indica el movimiento horizontal de la falla, con posterioridad al emplazamiento del granito.
- La topografía forma una depresión en el ensanchamiento de la Ribera de Araya, que ha sido interpretada como una cuenca *pull-apart* semejante a las de Plasencia y Cañaveral.
- El DAP tiene una expresión y continuidad muy claras a lo largo de toda la zona, apareciendo deformado en algunos sectores. La relación entre el dique y las demás litologías nos ayuda a entender los movimientos tectónicos postjurásicos.

##### 4.8.1. La cartografía geológica 1:25.000

Las imágenes resultantes de las distintas combinaciones de bandas Landsat se presentan en la Figura 4.45. Las combinaciones en falso color de bandas sencillas muestran claramente la topografía, en la que resalta la línea de la FAP, de dirección NE-SW. En el centro de la imagen, la línea se bifurca en dos dando lugar a una forma de huso. La topografía indica que la línea de la falla se encuentra en un surco y que, en la zona central de la imagen, el huso se encuentra en una zona hundida.

El contacto entre el granito de Cabeza de Araya y las pizarras está claramente representado en todas las combinaciones de la Figura 4.45. Así, por ejemplo, la combinación 435 muestra colores rosados a magentas en la pizarra y verdes en el granito; la 574, presenta colores verdes en las pizarras que circundan al granito y morados en el granito. Este límite está desplazado por la falla en la zona central de la imagen, aunque la continuación del contacto hasta el punto exacto donde toca la falla no se ve claramente en el lado W de la cuenca, por la vegetación abundante en el área. Las combinaciones de cocientes de bandas muestran este último aspecto con más precisión, por ejemplo, en la combinación 5/4-3/1-3/7, el granito tiene colores morados y las pizarras que circundan al granito colores rojos y naranjas. El límite entre las pizarras y las pizarras mosqueadas, es decir, la anchura de la franja de metamorfismo de contacto, no está claramente definida en las combinaciones (Figura 4.45). Por ejemplo, en la combinación 5/4-3/1-3/7 se distingue levemente la banda de metamorfismo de contacto en color rojo y naranja respecto al morado a rojo circundante.

Otro punto difícil de distinguir es la traza del DAP y, por tanto, su relación tanto con la falla, como con los contactos entre granito y pizarras. La traza del dique se distingue bien en la zona norte de la imagen, por ejemplo, en la combinación 357, donde destaca como una banda de color morado homogéneo entre colores amarillos a verdes del granito. Es interesante la relación entre el dique y la FAP en esta zona de la

imagen, dique y falla son claramente dos entidades distintas y subparalelas. La relación del dique con los demás elementos geológicos en el centro y sur de la imagen deberá ser estudiada en campo.

En las combinaciones de bandas simples, destaca la forma de huso de la falla, con un color distinto a la zona circundante. Este relleno está, además, delimitado por contactos muy nítidos tipo falla. Los colores son, en general, parecidos a los del granito en las distintas combinaciones pero algo más claros. Esta situación es muy parecida a la expresión de los sedimentos terciarios asociados a la falla en el área de Plasencia. La presencia de sedimentos terciarios en esta zona ha sido confirmada en campo.

En el área de Ribera de Araya, los modelos digitales del terreno muestran claramente la presencia de un escalón izquierdo en la FAP, en el que existe un área hundida con forma de huso (Figura 4.41). Además, la orientación de la traza de la FAP, a N y S, de esta inflexión tienen direcciones distintas. Los perfiles topográficos C-C', D-D' y E-E' de la Figura 4.42 se han realizado al N, en el centro y al S de la cuenca, respectivamente. El perfil D-D' muestra que, la zona hundida tiene dos km de anchura, mientras que los perfiles inmediatamente a N y S sólo presentan un estrecho valle donde se encaja la falla. El nivel general de la topografía a ambos lados de la FAP, presenta una tendencia a un pequeño elevamiento del bloque W en unos 60 m.

La cartografía de campo de esta zona se muestra en la Figura 4.47. El punto más destacado de la cartografía de esta zona, es la presencia de sedimentos terciarios asociados a la FAP, que no habían sido cartografiados anteriormente, pero que se había sospechado podían existir, tras el estudio de la imagen de satélite y del modelo digital del terreno. Las dimensiones de la cuenca sedimentaria son de 7 x 2 km.

Otros aspectos importantes son la deformación del DAP y el desplazamiento sinistral, que la falla produce en el contacto litológico entre granito y pizarras precámbricas. El DAP tiene una continuidad muy clara en esta zona. Tiene una anchura de 100 a 150 m, situándose paralelo a la falla, en el lado E de la cuenca de Ribera de Araya (Figura 4.47). El hecho más interesante de la cartografía del dique es, que éste no presenta signos de desplazamiento de desgarre a lo largo de su traza, como ya indican Capote y Villamor (1999). Los contactos a ambos lados del dique (por ejemplo, contactos entre granitos y precámbrico) no están desplazados de forma sinistral en el dique, sino en las fallas que limitan la cuenca (Figura 4.47). En esta área, además, el DAP no hay sido desplazado por las fallas que limitan la cuenca, como ocurría en las cuencas de Plasencia y Cañaveral, sino que mantiene su continuidad paralelo a la cuenca. El dique ha sido deformados, sin embargo, por fallas con poco desplazamiento, paralelas a las estructuras hercínicas.

#### **4.8.2. Relleno sedimentario**

Existen muy poco afloramientos en los que se pueda estudiar el relleno sedimentario de la cuenca de Ribera de Araya, pues es una zona alejada de las carreteras principales, y por tanto, no hay desmotes artificiales. Además, los arroyos son pequeños y no inciden mucho en los sedimentos.

Existen afloramientos pequeños y retrabajados, en los que se han descrito dos tipos de facies:

- El punto 1 de la Figura 4.48 (UTM 698000, 4377600) muestra: un conglomerado de cantos de cuarcita, arenisca y pizarra de hasta 20-30 cm, en una matriz arenosa arcósica y arcillosa de color marrón.

- En el punto 2 de la Figura 4.48 (UTM 698800, 4378100) muestra una arenisca gruesa a microconglomerado de composición principalmente arcósica, con clastos de feldespato, cuarcita y cuarzo.

El único afloramiento en el se ha podido encontrar ambas unidades está en el Arroyo de Montecejo (Localidad Araya 3 del Apéndice 1, punto 3 la Figura 4.48). En este punto se distinguen tres estratos. Estos tres estratos parecen estar disconformes entre sí, mediante bases erosivas. De forma preliminar, se ha caracterizado en este estudio como facies Gp a Sh, que representarían área proximales-medias de abanicos aluviales (apartado 3.2.4.). Sería necesario el estudio más detallado de otros afloramientos para caracterizar estos materiales de forma apropiada. Los estratos inferior y medio de este afloramiento se han denominado, en este estudio, Unidad Montecejo Inferior y Unidad Montecejo Superior.

La edad de estos estratos es desconocida pues no se han encontrado fósiles, como tampoco se ha realizado un análisis de los minerales de arcilla. Por semejanzas de facies se correlacionan la Unidad Montecejo Inferior con la Unidad Arcósica (puntos 3 y 2 de la Figura 4.48), y la unidad Montecejo Superior con las series rojas u ocre. El conglomerado superior del punto 3, por encima de la Unidad Montecejo Superior, podría ser un abanico cuaternario.

#### 4.8.3. Análisis estructural

Las fallas que delimitan la cuenca se pueden clasificar en fallas principales y fallas secundarias de una cuenca *pull-apart* (Figura 4.49):

- **FALLAS PRINCIPALES.** Las fallas que se sitúan a N y S de la cuenca terciaria de Ribera de Araya, llevan la misma dirección que la traza principal de la FAP. Estas fallas se han definido como fallas principales (FPn y FPs para norte y sur, respectivamente, Figura 4.49, punto 4 de la Figura 4.48). Al N de la cuenca, la falla principal está dividida en dos trazas paralelas de dirección N35 a 37°E y, que tienen una continuidad de 14.5 km y 6 km de longitud (Fpn, Figura 4.49). La falla principal meridional (Fps, Figura 4.49) de 11.5 a 18 km de longitud tiene una dirección de N40 a 42°. La relación entre las fallas principales N y S es de un escalón izquierdo, con un solape de 2,5 a 3,0 km y una separación de 1,5 a 2,5 km (dependiendo que cual de las trazas de la falla principal norte -Fpn- se considere, Figura 4.49).
- **FALLAS SECUNDARIAS (FS en la Figura 4.49).** Las fallas secundarias limitan los sedimentos terciarios (Figura 4.47) al E y W:
  - La falla que limita los sedimentos en el lado W (FSw Figura 4.49, punto 5 de la Figura 4.48) está compuesta por dos trazas de 1 y 1,5 km con orientación de N10°E. Su dirección tiene una diferencia angular de 17 a 22° respecto a las fallas principales.
  - La falla que limita a los sedimentos por el E (FSE Figura 4.49, punto 5 de la Figura 4.48) tiene una tendencia general de N 10° E, pero está, en realidad, compuesta por tramos cortos de fallas de dirección semejante a las principales (N 37 a 42°) y tramos de fallas de dirección N 110 a 140°E. Estas últimas desplazan, también, al dique y tienen la misma dirección que la estructuración principal de la deformación hercínica. La dirección general de este límite de la cuenca sedimentaria tiene una diferencia angular de 17 a 22° respecto a las fallas principales.

Las trazas principales se disponen en una geometría de un escalón izquierdo, que forma una estructura extensional de dirección N10°E N con solape de 2,5 a 3 km. En la terminología de estructuras asociadas a fallas de desgarre esta estructura es una inflexión extensional (*releasing bend*) que ocurre en un escalón lateral izquierdo (*left-step*), en condiciones de solape. Las fallas secundarias, que se sitúan ente las dos principales, deberían tener componentes normales en su movimiento. Las relaciones entre las distintas fallas (principales con secundarias y secundarias entre sí) son variables debido a la complejidad de la fracturaron, por la existencia de una estructuración previa.

Para estimar el valor del desplazamiento posemplazamiento de los granitos, se ha realizado una restauración del desplazamiento de la franja de metamorfismo. En el cálculo, se ha considerado el movimiento relativo del lado E de la falla respecto al W. Esta medida se ha realizado sobre el mapa geológico (Figura 4.47), sin tener en cuenta la geometría tridimensional de la franja de metamorfismo, pues se desconoce. Se ha calculado el desplazamiento total de la banda de metamorfismo por la  $FP_N$  (y su extensión dentro de la cuenca) con dos puntos de referencia: a) contacto granito-pizarras mosqueadas; y b) contacto pizarras mosqueadas-pizarras sin metamorfismo de contacto (Figura 4.50a). Se obtienen valores de 1,15 km para el caso a y de 2 km para b. Si se considera que existe un error de  $\pm 0,05$  km debido a la cartografía de los contactos litológicos a escala 1:25.000, se obtiene, entonces, un valor medio de  $1,6 \pm 0,45$  km.

Se puede, además, reconstruir la forma original del dique, en el tramo en el que éste es subparalelo a las fallas secundaria E (Fse). Según el modelo de cuencas *pull-apart* (apartado 3.2.), esta falla secundaria, por su disposición en la inflexión distensiva, debe ser una falla normal. En este caso concreto, la extensión en este borde se debe estar realizando mediante acoplamiento de fallas de desgarre de dirección N110-140°E, y fallas normales de dirección N40°E. Si suponemos que el dique tenía una geometría en planta aproximadamente de línea recta y deshacemos el desplazamiento horizontal del dique por las fallas de dirección N 110 a 140 ° E (Figura 4.50B), obtenemos la extensión que ha deformado al dique. Así, la extensión producida en dirección N125°E el margen E de la cuenca *pull-apart* de Ribera de Araya es de  $630 \pm 50$  m ( $\pm 50$  m es el error de la cartografía del dique).

En la campaña de campo, se encontró solamente un afloramiento en que se han podido encontrar criterios cinemáticos de la deformación del dique. En este punto, el dique está atravesado por un túnel que drena el agua desde el Embalse de Araya de Arriba (UTM 700050, 4376800, punto 6 de la Figura 4.48). El contacto entre el dique y la pizarra encajante muestra que el dique intruyó en una grieta preexistente, dando lugar a facies de enfriamiento del dique en los bordes de éste (granulometría más fina, punto 6 de la Figura 4.48).

Se han medido estrías de deformación en las fracturas del dique, realizando un análisis poblacional de fallas (Figura 4.51). El análisis poblacional de la fracturación del dique es interesante, pues el dique se supone no está afectado por la deformación hercínica y, por tanto, su fracturación se ha dado en condiciones de neoformación. Sin embargo, las direcciones principales de fracturación del dique son semejantes a las direcciones hercínicas (direcciones principales de fracturación son N100-110°E (Figura 4.51). Es posible, por tanto, que la anisotropía fuera del dique haya condicionado la dirección de neoformación de fracturas (el espesor del dique es muy pequeño). Las direcciones de máxima compresión para los modelos de deslizamiento y de inversión de



esfuerzos son de N113 a 121°E. El régimen tectónico obtenido del análisis es de desgarre o desgarre compresional ( $R' = 0.06$ ;  $K' = -12$ ).

#### **4.8.4. Los desplazamientos asociados a la cuenca de Ribera de Araya**

El corte geológico de la cuenca de Ribera de Araya se presenta en la Figura 4.52. La interpretación geológica, en profundidad, de esta sección está basada en las geometrías de otras cuencas de la FAP y modelos teóricos, pues se carece de datos gravimétricos. En el corte geológico se han representado unos 200 m de subsidencia de la superficie circundante a la cuenca, de forma tentativa.

Sin embargo, si el cálculo de extensión obtenido con la reconstrucción de la geometría del dique es correcto (Figura 4.50b), entonces se plantea una cuestión interesante en la cuenca de Ribera de Araya sobre la posible profundidad de los sedimentos. Los 630 m de desplazamiento horizontal extensión en superficie (calculados en una dirección subparalela a la falla normal secundaria E) se traducen en un desplazamiento vertical muy alto del orden de 1,7 km para un buzamiento del plano de falla de 70° (buzamiento semejante al de la falla secundaria en la Cuenca de Cañaveral, Cerro Miraltajo, apartado 4.7.4.). Si el buzamiento de la falla es menor, por ejemplo, 45°, los desplazamientos verticales siguen siendo mucho mayores que los encontrados en otras cuencas.

En el estudio de la cuenca de Ribera de Araya no se planteó originalmente un estudio gravimétrico debido a que no se habían cartografiado sedimentos terciarios previamente en esta zona. Sin embargo, un estudio gravimétrico de detalle sería de gran utilidad para calcular la subsidencia de la cuenca y su desplazamiento horizontal asociado. Este estudio ayudaría, también, a comprobar si el cálculo realizado en superficie es representativo de la extensión ocurrida en el lado E de la falla.

#### **4.9. ÁREA DE LAS CUARCITAS DE LA SIERRA DE SAN PEDRO - ALISEDA**

El área de las Cuarcitas de Sierra de San Pedro-Aliseda (Figura 4.5) se sitúa en la mitad W de la hoja topográfica 1:50.000 de Arroyo de la Luz, n° 703 y el cuadrante SE de la n° 702, San Vicente de Alcántara. Desde el punto de vista del estudio cinemático de la FAP, esta área es interesante por los aspectos que se enumeran a continuación:

- El sinclinal que forman las cuarcitas ordovícicas es una referencia para el cálculo del desplazamiento total de la falla.
- En esta área se puede establecer un modelo de superficies de erosión de la zona, para conocer la edad del paisaje, puesto que aquí se encuentran gran parte de los elementos geomorfológicos de esta región.
- Se pretende comprobar si estas superficies están desplazadas por la falla y cuál es la cuantía de este desplazamiento.

##### **4.9.1. La cinemática de la FAP en Aliseda. El desplazamiento horizontal.**

El desplazamiento sinistral de los estratos paleozoicos por la FAP está muy bien expresado en el modelo digital del terreno (Figura 4.53) y en la cartografía de la zona (Bascones Alvira *et al.*, 1980). En este estudio se ha realizado un simple cálculo de la deformación del estrato de la cuarcita armoricana sobre la cartografía existente (no se puede localizar el eje del sinclinal de cuarcitas a ambos lados de la falla). El

desplazamiento sinistral calculado sobre el mapa 1:50.000 es de  $1,1 \pm 0,05$  km (Figura 4.54). Si se reconstruye, también, el pliegue de arrastre que forma esta capa, considerando que, en su estado original, tenía una dirección N110°E (dirección principal del eje del sinclinal en esta región) se calcula un acortamiento de 2,3 km en la dirección N110°E. Este acortamiento supone una componente paralela a la falla (N35°E) de 0,6 km. Por tanto, se obtiene una deformación de  $1,7 \pm 0,05$  km para una banda de deformación de 15 km.

El DAP aflora en la carretera N-521 (pk 36; UTM 691500, 4366600). Los bordes del dique muestran facies de enfriamiento que indican que el contacto entre dique y pizarras no es por falla. Se han encontrado, también, contactos mecánicos entre el dique y las pizarras (brechificadas), pero los contactos tienen direcciones E-W. No se ha realizado una cartografía detallada del dique, pero las relaciones geométricas encontradas sugieren que existen fallas (que desplazan al dique), que no están cartografiadas en las publicaciones actuales.

#### 4.9.2. Estudio de las superficies de erosión. El desplazamiento vertical de la FAP.

Los perfiles 1 a 4 (Figura 4.55) y los estudios de minerales de arcilla en mantos de alteración de Tsige *et al* (1997), han ayudado a establecer las relaciones entre las distintas superficies de erosión. Las superficies que se distinguen en este estudio son (el número entre paréntesis indica en orden de edad de más antigua a más moderna):

- La superficie de cumbres S-C (1) está formada por las crestas de Cuarcita paleozoica, que corresponde con la “superficie de aplanamiento finimesozoica” de Molina *et al* (1985); o la “superficie inicial” de Martín-Serrano (1989). Esta superficie se sitúa entre los 550 a 600 m sobre el nivel del mar (320 a 370 m sobre el nivel del río Salor).
- Una superficie sobre el frente de alteración esmectítico, S-FAS (2), que representa la profundidad hasta la que llegó la alteración. Es muy común, que esta superficie sea muy irregular, aunque se sitúa entre las cotas medias de 325 a 360 m (95 a 130 m sobre el nivel del río Salor). En este estudio se le asigna una edad de **Mioceno Inferior-Medio** por su posible relación con la alteración roja de Martín-Serrano (1989) y por semejanza con el manto de alteración bajo los neógenos en Toledo.
- La superficie sobre la raña 1, S-R1 (3), se sitúa a 385 m sobre nivel del mar (155 m sobre el nivel del río Salor). El depósito de raña es un conglomerado de cantos de cuarcita redondeados de gran tamaño (hasta 40 cm) en una matriz arcillosa roja. Tiene un espesor de 35 m. Tsige *et al* (1997) definen una alteración caolinítica asociada a la raña, que no parece formar mantos de alteración potentes. La raña se sitúa sobre un manto esmectítico potente, sobre el que se ha superpuesto una alteración caolinítica de poco espesor, que afecta a la parte superior del manto esmectítico y a la raña.
- La superficie sobre raña 2, S-R2 (4), se sitúa de 320 a 340 m sobre nivel del mar (90-110 m sobre el nivel del río Salor). Su composición litológica es semejante a la raña 1, pero tiene menos espesor 8 m y no presenta manto de alteración esmectítico en su muro.
- Las superficies cuaternarias S-Q (5, 6 y 7) se sitúan a 285, 275 y 265 m sobre nivel del mar (55, 45 y 35 m sobre el nivel del río Salor). Las edades de estas superficies varían desde el Pleistoceno al Holoceno.

El perfil 1 de la zona (Figura 4.55) se ha trazado a lo largo de la cresta de Cuarcita más elevada, que corresponde con el nivel de cuarcitas inferior de Devónico Inferior (unidad D1 de Bascones Alvira *et al*, 1980). Esta litología presenta los crestones más elevados que delinean la “superficie de cumbres”. Esta superficie tiene una diferencia de cota de 75 m, entre los dos puntos más elevados a cada lado de la falla, en una distancia menor a 5 km desde la falla. El error del desplazamiento es de  $\pm 20$  m, pues está extraído de las hojas topográficas 1:50.000. Por tanto, se considera que el desplazamiento a ambos lados de la falla puede ser de  $75 \pm 20$  m, con el labio W de la FAP levantado respecto al E desde tiempos finicretácicos. La zona de la cresta que forma un pliegue de arrastre dentro de la zona de falla presenta un hundimiento de 170 m respecto a las zonas fuera del área de falla (Figura 4.55). La superficie de cumbres está marcadamente deformada por otras fallas de dirección semejante a la de la FAP.

Los perfiles 2, 3 y 4 muestran las relaciones entre las superficies del frente de manto de alteración esmectítico, la de la raña y las superficies cuaternarias. Estos perfiles se han realizado con la intención de analizar posibles desplazamientos en la superficie de raña y en el frente de alteración.

A primera vista, existen tres cerros sobre los que se han quedado preservados depósitos de raña (UTM 6928000, 4366700; UTM 693300, 4367500; y UTM 693300, 4368000), que están situados en el surco donde se localiza la falla. Estos cerros tienen unas altitudes de 344, 330 y 310 m sobre el nivel del mar, respectivamente. Si se comparan con la raña de Aliseda (UTM 699500, 4366600) de 380 m de altitud, se puede plantear la hipótesis que la raña esta desplaza por la falla. Sin embargo, el estudio de Tsige *et al.*, (1997) muestra que se trata de dos niveles de raña distintos (Tsige *et al.*, 1997 se centran en la raña de Aliseda y uno de los tres cerros dentro de la zona de falla, UTM 6928000, 4366700; Figura 4.55).

Otro aspecto interesante que muestran los perfiles 2 y 3 es la presencia de superficies por debajo de la S-R2, en la zona de falla. Por la carencia de formaciones sedimentarias cuaternarias, es difícil distinguir que tipo de superficies son, si cuaternarias o si se trata de la superficie sobre el frente de alteración (S-FAS), que estaría hundida en esta zona. El perfil 2 muestra  $40 \pm 20$  m de hundimiento de la S-FAS en el lado E de la falla. Sin embargo, el perfil 4 muestra que la superficie S-FAS no se encuentra deformada verticalmente en las cercanías de la falla. La diferencia de los perfiles 2 y 3 con el perfil 4 es que, este último, es el único que se ha trazado lejos de los principales cauces del río Salor y sus afluentes. Por tanto, las superficies por debajo de la S-R2 en los perfiles 2 y 3, se interpretan como superficies cuaternarias asociadas al drenaje de la zona, sin dislocaciones verticales.

#### 4.10. ÁREA DE LA RIBERA DE ALBARRAGENA

El área de la Ribera de Albarragena (Figura 4.5) se sitúa en los cuadrantes: SE de la hoja topográfica 1:50.000 de *San Vicente de Alcántara*, nº 702; SW de la hoja de *Arroyo de la Luz*, nº 703; NE de la hoja de *Albuquerque*, nº 727; y cuadrante NW de la hoja de *Puebla de Obando*, nº 728. Desde el punto de vista del estudio cinemático de la FAP, la zona de la Cuenca Albarragena es interesante por los aspectos que se enumeran a continuación:

- La topografía en forma de cubeta o depresión sutil (ensanchamiento que la Ribera de Albarragena), puede estar relacionado con alguna estructura tectónica de la FAP.

- La presencia de sedimentos recientes (Pliocenos y Cuaternarios) en la zona de falla puede aportar información sobre la edad y cuantía de los movimientos recientes de la FAP.
- En esta zona se encuentra el contacto entre los granitos del batolito de Albuquerque y el complejo esquisto-grauváquico de la meseta extremeña. Sin embargo, a diferencia de otras áreas estudiadas (cerca de la ciudad de Plasencia, apartado 4.2.; zona sur de Cañaveral, apartado 4.6.; y la Ribera de Araya, apartado 4.8.), la cartografía de la serie Magna de la zona (Santos García y Casas Ruiz, 1982) no muestra, que este contacto esté desplazado por la FAP. Este dato es muy interesante, pues implica un importante cambio cinemático de la FAP.

#### 4.10.1. La cartografía geológica 1:25.000

Las imágenes resultantes de las distintas combinaciones de bandas Landsat se presentan en la Figura 4.56. En general, el análisis de la imagen de satélite no ha aportado apenas información, en esta zona. La expresión de la fracturación no es muy clara. Sin embargo, se detecta alguna alineación débil con dirección NE-SW, y destaca la banda del dique en la mitad SW de la imagen con una dirección NNE-SSW, que no aparece en la cartografía MAGNA.

En las distintas combinaciones se aprecia una diferencia clara entre el granito de Albuquerque que ocupa la mitad SW de la imagen, y las pizarras en la mitad NE (por ejemplo, la combinación 352 muestra colores rosados y verdes respectivamente). Sin embargo, el contacto en sí es difícil de seguir, pues el cambio de colores no es nítido. El contacto está especialmente oscurecido en el centro de la imagen, donde se supone pueda estar desplazado por la falla. Estos aspectos han sido ser estudiados en campo y se presentan más adelante.

Los MDTs de esta área (Figura 4.57) muestran una topografía muy aplanada, con una pequeña cubeta de poca profundidad (parte central de las figuras). Las Figuras 4.57 A y C muestran extensas superficies planas de bordes lobulados, que representan las mesetas formadas por los depósitos de raña (mitad E de las figuras). La zona de menor relieve corresponde al cauce del río Zapatón, el cual se sitúa en la zona E a SE de las figuras. En la Figura 4.57d resalta la alineación de las estructuras hercínicas de dirección N130°E, junto con una alineación de dirección N40°E en el centro de la figura, correspondiente a la fracturación de la FAP.

La Figura 4.58 muestra los perfiles topográficos perpendiculares a la dirección general de la FAP. Los perfiles A-A' y B-B' se sitúan sobre la zona descrita como la cuenca *pull-apart* de Ribera de Albarragena (Capote *et al*, 1996, Villamor *et al*, 1997b). Solamente el perfil B muestra en la zona de la FAP, un área hundida unos 50 m con respecto a los relieves circundantes. En general, el relieve a ambos lados de la falla parece tener elevaciones similares. Los perfiles D a F se sitúan al norte de la cuenca. En estos perfiles la falla tiene diferentes litologías a ambos lados, con lo que en la topografía resaltan aquellas litologías más competentes como las cuarcitas silúricas. Es, en consecuencia, difícil estimar en estos perfiles si un lado de la falla esta elevado respecto al otro.

La cartografía geológica de la zona de la Ribera de Albarragena se recoge en la Figura 4.59. Tanto las imágenes de satélite con los modelos digitales del relieve no han

aportado gran información, así que, la mayor parte de la cartografía se ha basado tanto en la revisión de foto área como en campañas de campo.

La dirección principal del FAP, en la zona al Sur del mapa, es de N26°E y al N de N30°E. La FAP se bifurca en dos trazas al sur de la carretera comarcal 521 y vuelven a unirse en una sola traza unos 3 ó 4 km al norte de la carretera. No se distinguen claramente fallas secundarias típicas de cuenca *pull-apart*, pero sí parece haber una depresión en esta zona, que presenta un desarrollo mayor de terrazas fluviales cuaternarias, en comparación con las zonas al norte y sur de la misma (Figura 4.59), indicando que esta zona puede haber sufrido un pequeño hundimiento estructural.

La FAP tiene una expresión cartográfica clara, excepto en la zona donde la raña cubre parcialmente la cuenca. Las superficies de raña no han sido cartografiadas anteriormente en el mapa de la Serie Magna de Albuquerque, pero sí aparecen en el mapa de Puebla de Obando (ITGE, en prep), de donde se ha tomado la clasificación en raña 1 y raña 2. Se han cartografiado, además, sedimentos terciarios en las cercanías de la FAP (al W de la misma).

El DAP no aparece en la cuenca, ni en la prolongación de la FAP hacia el N de la misma, hasta el sinclinal de cuarcitas que hay a unos 15 km. Sin embargo, el dique está presente en la prolongación de la FAP al S de la cuenca, donde da una depresión rectilínea y está fracturado por el conjunto de fallas menores que conforman la FAP (N30 E y N355°E).

#### 4.10.2. Relleno sedimentario

En el área de la cuenca de Ribera de Albarragena es difícil considerar los sedimentos terciarios y cuaternarios como “relleno sedimentario de la cuenca”. Los sedimentos no se disponen únicamente dentro de la cuenca sino que se encuentran parcialmente fuera de la misma. Así, por ejemplo, en el borde W de la cuenca de Ribera de Albarragena aparecen unos sedimentos que se sitúan inmediatamente al W de la FAP, y que probablemente se encuentran, también, sobre la falla del borde W. Se han denominado Unidad Albarragena en este estudio. La raña, parecen cubrir parcialmente la cuenca, pero se expanden, también, fuera de la misma. Las terrazas cuaternarias aparecen más desarrolladas en la zona interior de la cuenca.

La **Unidad Albarragena** está compuesta por arenas y conglomerados silíceos cementados de clastos de cuarcita, cuarzo y granito. El tamaño medio de grano es de 1,5 cm y tiene muy pocos niveles finos. El único afloramiento se describe en la localidad Albarragena 1 del Apéndice 1 (Punto 1 de la Figura 4.60). Estos sedimentos son difíciles de cartografiar cuando no afloran en un corte vertical, porque se confunden con el lehm de los granitos del área. Se han distinguido los sedimentos por la presencia de cuarcita. Representa facies GP, Sp, Gt con escasas capas de Gm y Fm (apartado 3.2.4.) que se interpretan como depósitos fluviales de ríos *braided* de energía media en abanicos aluviales distales procedentes de un área fuente granítica.

La composición de mineralogía total y de arcillas, que Tsige (com. per.) ha obtenido de varias muestras estudiadas en este afloramiento, apunta hacia un sedimento con una alteración siderolítica, semejante a la descrita por Martín-Serrano (1989) en la Cuenca del Duero en Zamora. Por ejemplo, la proporción de caolinita frente a otros minerales de arcilla es muy alta. Sin embargo, la proporción alta de feldespatos y la poca meteorización del granito de Albuquerque sobre el que se disponen los sedimentos (a diferencia del basamento en zonas como Zamora y Arapiles donde el basamento

presenta un manto laterítico muy desarrollado), apuntan más hacia un sedimento correlacionable con la Unidad Arcósica de la cuenca de Araya y Cañaveral (Tsige, com. per.).

Hacia el Norte de la cuenca aparecen unos materiales sedimentarios con una posición estratigráfica similar a la Unidad Albarragena, pero de composición algo distinta (localidad Albarragena 2 del Apéndice 1; punto 2 de la Figura 4.60). Estos materiales no tienen buenos afloramientos, encontrándose principalmente tanto en cauces de ríos (bajo las terrazas actuales), como en algunas excavaciones antrópicas poco profundas (menores a la decena de metros). Es difícil, por tanto, estimar su espesor. En general, tienen más granos finos que la Unidad Albarragena y no presentan silicificación.

Hay que destacar que estos materiales se encuentran cerca de las pizarras paleozoicas, mientras que la Unidad Albarragena está cerca del granito. Esto puede que explique su mayor contenido en arcillas de los sedimentos hacia el norte. La alteración amarillenta de estos sedimentos al norte de la cuenca, es semejante a las arcosas de la zona de Torrejoncillo (Cuenca de Coria, apartado 4.5.) y cuenca de Cañaveral (apartado 4.7.3.). Consideramos, por tanto, que la Unidad Albarragena tiene una edad **Oligoceno-Eoceno**.

Los **sedimentos pliocenos** de la zona están representados por conglomerados expansivos, que forman las plataformas más elevadas de la meseta, **la raña**. En esta zona forman dos superficies principales, que denominamos **raña 1** y **raña 2**. La edad absoluta de estos sedimentos no se conoce, y por tanto, aquí se han utilizado criterios de semejanza con los depósitos de **raña**

La **raña** más antigua, **raña 1**, está constituida por conglomerados de cuarcita principalmente aunque tiene, también, algo de cuarzo en una matriz de arena-arcillosa de la misma composición. Los tamaños de cantos varían desde 20 cm a 2 mm en los afloramientos en la carretera comarcal 521 en el tramo entre Aliseda y Albuquerque, pk 53.5 (UTM 685100, 4350800, punto 3 en la Figura 4.60). No obstante, el tamaño de grano aumenta hasta 40 cm en las zonas cercanas a las crestas de Cuarcitas de Santa María (Llano de Hoyas, UTM 686000, 4356000; punto 4 en la Figura 4.60). Los cantos son subredondeados a subangulosos (estos últimos más cercanos a las crestas de cuarcita). Los estratos se estructuran en paquetes de 1 a 2 m de conglomerados, con un espesor total mayor a 5 m. En general, no muestran gran selección en los tamaños de cantos dentro de cada paquete, aunque presentan estratificación cruzadas de tipo *through* en algunos paquetes. El color es rojo con tramos horizontales y verticales (grietas) de color blanquecino (hidromorfías). Los cantos presentan una rubefacción muy intensa.

Morfológicamente, los depósitos de la **raña 1** forman una plataforma de agradación que tiene una geometría de rellano muy aplanado. Forman una superficie que desciende desde las crestas de cuarcita de Santa María a la zona del río Albarragena desde una altitud de 410 a 343 m (120 a 53 m sobre el nivel del río Zapatón; el río está a 290 m).

Tanto la composición de los depósitos de la **raña 2**, como su aspecto geomorfológico, son semejantes a los de la **raña 1**. Sin embargo, los cantos no presentan tanta rubefacción (los cantos son más anaranjados que rojizos). Su espesor total es mayor a 4 m. Topográficamente la **raña 2** se encaja en la superficie de la **raña 1**, formando una superficie de una altitud menor: 330 a 320 m (40 a 30 m sobre el nivel

del río). Se pueden encontrar afloramientos de estos depósitos en la carretera comarcal 521 en el tramo entre Aliseda y Albuquerque, entre los pk. 52 y 53 (UTM 686000, 4351200, punto 5 en la Figura 4.60).

Los **depósitos cuaternarios coluvionares y de terrazas fluviales** provienen principalmente de las cuarcitas y de la raña y se encajan en las estas últimas. Se desconoce su edad absoluta pero se han establecido correlaciones según su altura relativa sobre el nivel del río. En este estudio se han distinguido 7 depósitos distintos que se asocian tanto a **terrazas fluviales (Q1 a Q3)** como a **depósitos de coluvión (Q4 y Q5)**.

La terraza fluvial más elevada, **Q1**, tiene una cota de 311-313 m, que supone una elevación de: unos 21 a 23 m sobre el nivel de la Ribera de Albarragena; 30 m bajo la raña 1; y 7-10 m bajo la raña 2. Se apoya directamente sobre materiales terciarios (localidad Albarragena 1 del Apéndice 1, punto 1 de la Figura 4.60). Está formada por dos niveles de conglomerados separados por un nivel de arcillas, siendo el superior sólo de un metro de espesor. Estos dos niveles se separan por una discordancia. El nivel inferior está plegado, en forma de sinclinal con fracturas en la charnela. El nivel superior cubre el nivel anterior formando un suave monoclinal de menor buzamiento.

Los análisis de la mineralogía de una de las capas de grano más fino del nivel inferior, muestran que, estos materiales todavía conservan unas características mineralógicas muy semejantes a la raña, en cuanto a la mineralogía de arcillas, con caolinita e illita como únicos componentes (Tsige com. per.). La alteración del sedimento es menor que en la raña (se conservan algunos feldespatos). Por estas razones se ha asignado una edad relativa de Pleistoceno Inferior al depósito.

Sin embargo, por su altitud relativa respecto al nivel de la Ribera de Albarragena (21-23 m), la terraza Q1 se podría correlacionar con las terrazas del Pleistoceno Medio del río Zapatón (del cual Albarragena es un afluente). Por tanto, no se sabe si el depósito deformado es Pleistoceno Superior o Medio. Sería necesario establecer una correlación mediante perfiles longitudinales a los ríos de las terrazas de la Ribera de Albarragena, Zapatón y Guadiana, para poder establecer la edad del depósito.

La terraza inmediatamente por debajo de Q1, **Q2**, se sitúa unos 5 m sobre el río (295 m de altitud) está formada por dos niveles separados por una costra ferruginosa (localidad Albarragena 7, punto 7 en la Figura 4.60). Su posición sobre el río permite asignarle una edad holocena.

La **terrazza fluvial más baja, Q3**, se localiza a unos 3 m por encima del cauce del río (293 m de altitud, UTM 683400, 4350600, punto 8 en la Figura 4.60). Está formada por cantos de cuarcita en una matriz de limo arenoso (arena fina a media), que alterna con tramos de arena fina limosa con algo de arcilla de color marrón muy claro. Esta terraza presenta una fracturación sistemática, aunque es difícil precisar si es de origen tectónico o consecuencia de la erosión del río y colapso de pared. Su posición sobre el río permite considerarla como de edad holocena.

Los **abanicos aluviales y coluviones** denominados **Q4** proceden de la raña. La composición de los cantos es la misma que la de la raña, pero son depósitos que no están estructurados y no presentan unas superficies subhorizontales. La edad de estos depósitos es pos-raña y pre-holocena.



Se ha denominado **Q5** a los **abanicos aluviales y coluviones** procedentes de la Sierras de Cuarcitas. Son sedimentos masivos, no estructurados de cantos de pizarra y cuarcita angulares en una matriz arcillosa de color marrón rojizo a marrón oscuro, granosostenidos. Tiene unas potencias muy grandes y se encuentran solamente en el área de la Sierras Cuarcíticas. La edad de estos depósitos es incierta.

El poco relieve existente en esta zona y la baja resolución de los mapas topográficos existentes (1:50.000) ha impedido realizar un estudio morfológico que muestre la edad relativa entre Q4 y Q5, y entre estos y las terrazas fluviales.

#### 4.10.3. Análisis estructural.

El conjunto de fallas que forman la estructura tectónica de la FAP en el área de Ribera de Albarragena se compone de (Figura 4.61):

- **FALLAS PRINCIPALES.** La dirección principal de la FAP al Sur de esta cuenca, es de N26°E, y de N30°E al N. La falla que limita el borde W de la cuenca tiene la misma dirección que las fallas principales de la FAP, y se encuentra está en continuidad con ellas. Así que, se ha definido como falla principal (FP en la Figura 4.61). La longitud de esta falla es, de al menos, 15 km.
- **FALLAS SECUNDARIAS.** El borde E de la cuenca está formado por una falla de dirección más nortada, N15°E y que se une a la FP en dos puntos. Esta falla se ha denominado falla secundaria (FS). El ángulo entre FP y FS es de unos 15-17°.

Esta geometría se ha considerado una cuenca *pull-apart* (Capote *et al*, 1996; Villamor *et al*, 1997b; Capote y Villamor, 1999). En realidad, la relación entre las dos trazas principales norte y sur es difícil de asociar a una cuenca *pull-apart*. No se ve claro el escalón izquierdo. La cuenca parece haberse formado por la interacción de la FS con la FP, y puede no estar asociada a mucha subsidencia (no se tienen datos gravimétricos que confirmen la presencia de un espesor grande de sedimentos). En cualquier caso, las estructuras encontradas en los sedimentos que se explican a continuación, indican movimientos verticales en esta pequeña depresión, por lo cual, en este estudio, se ha mantenido la descripción del área como una cuenca *pull-apart* de 8 km de longitud y 0,8 km de anchura sin solape y con una separación de pocas centenas de metros.

Se ha realizado una restauración del desplazamiento granito de Alburquerque para estimar el valor del desplazamiento total de la falla. (Figura 4.62). El contacto granito y el esquisto-grauváquico es difícil de cartografiar en el lado E de la falla donde los sedimentos pliocenos y cuaternarios cubren gran parte de la zona. Este contacto se sitúa, en el lado E de la falla, a 1 km al N de la Dehesa de Arenosa (UTM 685250, 4353500) y, en el lado W de la FAP, es paralelo a la Ribera de Albarragena, pudiéndose trazar hasta el punto de UTM 683600, 4351900 (Figura 4.59). Se ha considerado un error de la cartografía de este contacto de 200 m porque aunque la cartografía está a escala 1:25.000, el contacto está parcialmente cubierto por la raña en el lado E. Se obtiene un desplazamiento total  $1,3 \pm 0,2$  km.

Las fallas que limitan la cuenca tienen una expresión cartográfica clara, excepto en la zona donde la raña cubre parcialmente la cuenca. Sin embargo, no se ha encontrado ningún afloramiento de los planos de fracturación, para poder tomar medidas de estrías. Sólo se han podido medir planos de fracturación en las zonas cercanas a las fallas, en los siguientes materiales: pizarras paleozoicas, granito, raña 1,

raña 2, Q1 y Q3 (Figura 4.63). La fracturación en el granito y el paleozoico es, en parte, concordante con la orientación de la falla, (aproximadamente N30°E) y, en parte, con las estructuras hercínicas (N90°E a N110°E). El buzamiento de los planos es variable, aunque en general es muy alto, como corresponde a fallas de desgarre. En los depósitos terciarios más antiguos en esta zona (Unidad Albarragena, UTM 682500, 4350000) hay tres direcciones principales de fracturación: una subhorizontal, otra N160°E y otra de dirección N30°E (Figura 4.63). La dirección de la estratificación es de N115°E y el buzamiento de 30° hacia el NE, lo que indica un basculamiento del depósito hacia la cuenca.

En los cortes de la raña en la carretera comarcal C-521, al Oeste de la cuenca de Albarragena, se observan abundantes fracturas por las que ha circulado agua (óxidos) durante un largo período de tiempo, posteriormente a la formación del depósito. En estos sedimentos plio-cuaternarios, algunas medidas de fracturación son diferentes pero en general presentan valores similares a los encontrados en otras litologías (Figura 4.63). La raña 1 muestra una fracturación de N30°E, y la raña 2 de N170°E a N200°E. Estas medidas no se encuentran sobre la cuenca misma, sino a 3,5 km al E de su límite oriental.

En la raña al norte del puente sobre el Arroyo de Judía, en el paraje al sur del Cortijo Tejarejo (UTM 687350, 4358100) se ha observado un desplazamiento vertical de la superficie superior de la raña superior de unos 2 m justo encima de la traza de la falla. Este salto se detecta en la foto aérea, pudiendo, por tanto, tener un salto vertical total en la raña mayor a 2 m (habría que hacer un levantamiento topográfico de detalle para estimar mejor el desplazamiento).

#### **4.10.4. Cinemática cuaternaria de la FAP en la zona de la Ribera de Albarragena.**

Las terrazas muestran una fracturación variable. La terraza Q1 presenta fracturas con direcciones de N60°E, N110°E y N160°E, mientras que, en la terraza Q3, son de N30°E y N110°E. La terraza Q1 muestra, además, un sinclinal situado sobre la FS<sub>w</sub> que tiene fracturada la zona de la charnela (pk. 56 de la carretera C-521 de Aliseda a Albuquerque, UTM 682500, 4350000, Figura 4.64). El sinclinal indica un hundimiento de los bloques bajo la terraza, de forma que la terraza sufre una deformación acomodándose a ese hundimiento. La fracturación se debe la deformación de la charnela.

### **4.11. INTERPRETACIÓN GENERAL DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA**

En este apartado se discuten los resultados obtenidos del estudio de la geometría y cinemática de la FAP. Los aspectos geométricos han contribuido a explicar el tipo de falla y su posible segmentación tectónica. Los aspectos cinemáticos proporcionan información sobre el tipo de falla y su historia tectónica, y como consecuencia, su tasa de deformación actual.

Los aspectos fundamentales que se presentan a continuación y que se han obtenido del estudio de la falla son:

- Clasificación de la FAP: tipo de falla, mecanismo cinemático que la genera y su contexto tectónico.
- Relación cronológica y geométrica entre la falla y el dique.

- Descripción de las estructuras secundarias asociadas a la falla, las cuencas *pull-apart* y dúplex (su comparación con estructuras semejantes generadas por modelos teóricos, analógicos y casos reales): tipo de falla, cantidad de desplazamiento y edad durante la formación de las cuencas, relación entre la formación de las cuencas y el contexto tectónico del área de estudio.
- Evolución tectónica de la falla en el Terciario y el Cuaternario.
- Evolución de la falla en el contexto tectónico general de la zona centro-occidental de la Península Ibérica.

#### 4.11.1. Geometría de la falla de Alentejo-Plasencia

##### 4.11.1.1. Características geométricas generales

Las características geométricas estudiadas indican que la FAP es un sistema complejo de fallas de desgarre (*strike-slip fault*) sinestrales. En superficie, este conjunto de fallas está relacionado con un accidente cortical previo: el dique diabásico de Alentejo-Plasencia. La FAP se dispone de forma paralela a subparalela respecto al dique. Dique y falla presentan una longitud total de 500 km en tierra y, al menos, unos 100 km más en el mar. En territorio español la falla presenta dos sectores distintos. El sector norte (desde la cuenca del Duero a la ciudad de Plasencia) tiene una dirección principal N55°E y una geometría muy rectilínea. El sector sur (desde la ciudad de Plasencia hasta la frontera con Portugal) presenta una curvatura acentuada con un cambio de dirección de sur a norte de N30 a 55°E. El sector portugués no se ha estudiado en esta tesis, pero presenta una traza muy rectilínea en las cartografías existentes.

La falla principal de la FAP tiene una geometría compleja. No sólo la falla esta dividida a lo largo de su dirección en trazas individuales de 10 y 40 km de longitud, sino que en ocasiones está formada por dos o tres fallas paralelas o subparalelas a la dirección principal ocupando una banda de deformación que puede tener hasta 2 km (apartado 4.1.; Figura 4.4). Por esta razón, es difícil distinguir cuál es la falla principal en algunos puntos. La geometría general se asemeja a la de algunos experimentos de laboratorio en los que la  $\sigma_{Hmax}$  regional es perpendicular a la dirección de la falla principal (Naylor *et al*, 1986; apartado 3.2.2.). Esta geometría, también, puede asociarse con los primeros estadios de deformación en ambientes tanto de cizalla simple como de cizalla pura.

Parte de la complejidad de la FAP se debe la anisotropía del basamento. La estructuración hercínica, de dirección N90 a 120°E en esta zona, ha sido reactivada en pequeñas fallas que complican la geometría y que han podido contribuir a la generación de escalones o interrupciones en la traza principal. El basamento está, además, compuesto por diversos materiales de propiedades mecánicas distintas. La geometría compleja de la FAP indica que la falla no tiene porque romper como una unidad en un sismo sino que puede estar dividida en segmentos. La segmentación de la falla se basa principalmente en su geometría y se expone, más adelante, en el apartado 4.12.1.

La morfología de la falla es claramente de un *rift* muy estrecho como es característico en fallas de desgarre (apartado 3.2.5.). Se distinguen, también, algunos otros elementos geomorfológicos típicos de fallas de desgarre, tales como, valles lineales, hombreras y zonas deprimidas locales (cuencas sedimentarias). Sin embargo, no se han podido describir elementos geomorfológicos, como cursos de ríos

desplazados, pequeños lagos asociados a bloqueo de drenaje actual o *shutter ridges*. Estos elementos ausentes son típicos de fallas de desgarre muy activas, en las que la tasa de deformación de la falla es mayor, que la tasa de los procesos de formación del paisaje, tales como la erosión fluvial o eólica y la sedimentación (es decir, la tasas con la que se generan o destruyen ciertos elementos del paisaje, por ejemplo, terrazas e interfluvios). La ausencia de elementos típicos de una falla muy activa, en la geomorfología de FAP, indica que la falla es inactiva o tiene una actividad tectónica muy baja. Estos aspectos se discuten, más adelante en el apartado 4.11.3.

#### 4.11.1.2. La relación entre el dique y la falla. Clasificación de la FAP

La geometría de la falla está condicionada por la presencia del DAP. Esto es por que, contrariamente a las ideas tradicionales (apartado 3.3.), la formación de la FAP es posterior al dique (Capote y Villamor, 1999; apartado 4.11.4.). Tradicionalmente, se ha supuesto que el dique se emplazó a lo largo de un desgarre tardihercínico o triásico previo. Sin embargo, las relaciones geométricas estudiadas muestran que el dique se emplazó en el Jurásico en una gran grieta formada como consecuencia del ambiente extensivo producido por la apertura del Atlántico y que la FAP se formó con posterioridad. Los criterios en los que se basa la afirmación son:

- Cuando se ven las paredes del dique con facies de enfriamiento, el dique corta sin desplazar horizontalmente, trazas de pliegues o límites de cuerpos granitoides (apartados 4.5.1., 4.6.3. y 4.8.3.). Se trata pues de una dilatación que abre las rocas de basamento para el emplazamiento del dique, sin movimiento de desgarre asociado.
- En amplios sectores a lo largo de la FAP, el dique aparece como una entidad individual de bordes paralelos (y facies de enfriamiento).
- Los desplazamientos sinestrales de los contactos hercínicos, se sitúan en la traza de las fallas asociadas a la FAP (apartados 4.2.3., 4.5.1., 4.6.3., 4.8.3. y 4.10.3.).
- Cuando el dique se cruza con fallas asociadas a la FAP, las fallas cortan y deforman al dique (por ejemplo, en las cuencas *pull-apart* y el dúplex de Cabeza de Araya).
- Las fallas desplazan relieves apalachianos tanto en la vertical como en la horizontal, indicando una tectónica posterior a la formación de la superficie de cumbres finimesozoica (apartados 4.6. y 4.10.).
- Nunca se encuentran formaciones carboníferas o pérmicas a lo largo de la FAP, cosa que sí ocurre con fallas de dirección NW-SE.
- Siempre que hay sedimentos a lo largo de la falla son rellenos de edad terciaria en cuencas de tipo *pull-apart* compatibles con deslizamiento sinistral.

Como conclusión, se considera el desplazamiento de las referencias predique, en general, como relacionado con movimientos realizados después del Jurásico (edad del DAP) e, incluso, que la FAP se formó después de ese momento. La FAP se formó con posterioridad, probablemente por los movimientos alpinos, y se nucleó cerca del dique.

Teniendo en cuenta la relación genética de la falla y el dique, se proponen dos modelos distintos para la relación geométrica entre las dos estructuras (Figura 4.65). En el primer modelo, la falla y dique son paralelos o subparalelos en profundidad. Este modelo implica que el dique actúa como una fractura sellada (plano sellado). Cerca del DAP se concentraron los esfuerzos tectónicos, de forma que la parte de corteza que cedió fue el área alrededor del dique.

En el segundo modelo, la falla y dique se unen en profundidad (Figura 4.65). Este modelo implica que el dique es un plano de debilidad durante el Terciario (en vez de una grieta soldada). La falla de desgarre se inicia en la base de la corteza frágil, en la debilidad representada por el dique, y corta en sentido vertical, de acuerdo con una mayor eficiencia para producir el desgarre frente al plano del dique, que no es puramente vertical.

A este segundo modelo de relación dique-falla, se le puede añadir otro componente: la falla de Béjar (Figura 4.65). El tramo de la FAP, que se sitúa subparalelo a la falla de Béjar, es el único que presenta una clara elevación regional elongada a lo largo de la FAP (apartados 4.1.1. y 4.1.2.). La elevación regional en que se inserta la FAP y la falla de Béjar puede implicar, que la falla de Béjar se una, también, en profundidad con el dique y la FAP. La dirección oblicua de la falla de Béjar respecto al DAP y FAP y la geometría de la elevación nos mueven a considerar un modelo de flor positiva para el conjunto (este modelo apoyaría la idea de que la falla de Béjar sea inversa).

Los modelos de relación geométrica entre dique y falla, aquí planteados, suponen la misma secuencia cronológica para la formación del dique y falla y, por tanto, la aceptación de uno u otro no influye en la interpretación que se realiza, en este estudio, sobre la edad de los movimientos tectónicos de la FAP. En todo caso, el modelo elegido puede influir en la interacción entre el dique y la falla en el caso de un sismico, pues la deformación se puede repartir en una o más estructuras (*strain partitioning*). Se necesitan estudios geofísicos de detalle (por ejemplo, magnetometría y gravimetría) para establecer la relación entre el dique y las fallas en profundidad.

La relación entre el dique y la falla es lo que ha conferido la gran longitud a FAP y, por lo que la longitud de FAP, se asemeja a la de grandes fallas de desgarre transformantes (clasificación de Sylvester, 1988; apartado 3.2.1.), que limitan las placas tectónicas. La FAP no es un límite de placas y, por eso, en este estudio se considera que, a pesar de su gran longitud, la FAP se puede clasificar de forma más apropiada como una “falla transcurrente” (según la definición de Sylvester, 1988). Es decir, es una falla de carácter cortical (y no litosférico) con pocos km de desplazamiento. Dentro de las fallas transcurrentes, la FAP no se ajusta a ninguna de las definiciones de Sylvester, (1988), pudiéndose definir tanto como “transcurrente intracontinental” como “transcurrente relacionada con zona de indentación” (ver apartado 4.1.1.2.).

#### 4.1.1.1.3. Las estructuras asociadas a la FAP: cuencas *pull-apart* y estructuras de dúplex

Las trazas que forman la FAP presentan relaciones geométricas de escalones o inflexiones (según el concepto definido por Burchfiel y Stewart, 1966; y Crowell, 1974; apartado 3.2.3.), sobre todo en el sector sur español. La presencia de cuencas *pull-apart* en escalones izquierdos indica, que la falla principal tiene un sentido de movimiento sinistral. Por tanto, la presencia de las cuencas *pull-apart*, corrobora que el movimiento de la FAP durante el Terciario (momento de formación de las cuencas *pull-apart*) es de desgarre sinistral, semejante al que muestran las referencias más antiguas.

La curvatura de la traza de la falla, en este sector, permitió la formación de escalones distensivos (*realising bends*) a lo largo de la traza, con una separación suficiente como para generar varias cuencas de tipo *pull-apart*. Las cuencas *pull-apart* del sector sur de la FAP son (Figura 4.66): la cuenca de Plasencia (apartado 4.2.), la cuenca de Moro (apartado 4.3.), la cuenca de Cañaverol (apartado 4.6.), la cuenca de

Ribera de Araya (apartado 4.8.) y posiblemente la cuenca de Albarragena (apartado 4.10.). García de Figuerola (1963) identificó la presencia de estas estructuras como zonas en las que “la fosa tectónica” sobre la que se sitúa la falla, “se ensancha” (apartado 3.4.).

Estas cuencas están rellenas de sedimentos pre y sin-formación de la cuenca. Las facies de los sedimentos sintectónicos corresponden a abanicos aluviales proximales. Los sedimentos presentan cambios laterales de facies abruptos, así como, altos buzamientos de las capas, muy similares a los sedimentos típicos de cuencas *pull-apart* (apartado 3.2.4.).

Las cuencas *pull-apart* se han generado en zonas de escalón, que a veces coinciden con cambios de dirección de la falla y/o cambios litológicos en el basamento, principalmente en contactos de formaciones metasedimentarias paleozoicas con macizos graníticos. Por ejemplo, la cuenca de Plasencia se forma en el paso del batolito granítico de Gredos a los metasedimentos esquistosos preordovícicos. Igualmente ocurre con la cuenca *pull-apart* de la Ribera de Cabeza de Araya, en el contacto sur del macizo granítico de Cabeza de Araya y la de Cañaveral en el contacto Norte. Así mismo, la cuenca de Albarragena parece asociada al borde norte del macizo granitoide de Albuquerque.

Las características geométricas más importantes de las cuencas *pull-apart* están resumidas en la Tabla 4.1. En general son cuencas bastante elongadas (la longitud de la cuenca es de 5 a 10 veces mayor que la anchura) con forma de huso o *lazy S* (Mann *et al*, 1983, apartado 3.2.3.). Este tipo de geometría se ha asociado tanto con estadios tempranos en la evolución de cuencas *pull-apart* (Mann *et al*, 1983) como a estados medios o avanzados. Esta última interpretación se ha definido en modelos analógicos de (McClay y Dooley, 1995; Dooley y McClay, 1997; Rahe, *et al*, 1998; Dooley, *et al*, 1999), en los que el factor determinante de la forma de la cuenca es el ángulo de inflexión del escalón, y no su estado evolutivo. En el caso de la FAP, la forma de las cuencas *pull-apart* se asemeja a los modelos analógicos de inflexiones de 30°.

En el caso de las cuencas *pull-apart* de la FAP, la forma parece estar más relacionada con la geometría inicial del escalón que con un estadio de evolución temprano. Por ejemplo, el caso de Rahe *et al* (1998) que se ha ilustrado en el apartado 3.2.3., muestra que un desplazamiento de 10 cm para un escalón con separación de 13 cm es un caso evolucionado. Si comparamos estos valores con las separaciones de las cuencas (1 a 2,5 km; Tabla 4.1) y las separaciones horizontales obtenidas de los estudios de gravimetría (500 m a 2 km; apartados 4.2.4.; 4.3.2.; 4.6.4.), la relación es similar. Luego las cuencas *pull-apart* de la FAP se pueden considerar estadios medios a avanzados en su formación.

Además de la forma externa de la cuenca, otra característica común de las cuencas asociadas a la FAP y los modelos de laboratorio, es la presencia de fallas centrales (*cross-basin faults*; apartado 3.2.3.), que se han detectado en la gravimetría de las cuencas de Plasencia, Moro y Cañaveral. Este dato apoya la idea de que las cuencas *pull-apart* de la FAP están entre estadios moderadamente avanzados a muy avanzados de su formación. Para poder delinear la geometría en tres dimensiones de las cuencas y obtener mejor interpretación de su estado evolutivo, sería necesario un estudio de detalle gravimétrico con la producción de un mapa de anomalías de Bouguer para cada cuenca.

A pesar de la diferencia en las propiedades mecánicas de los materiales, la geometría de las cuencas de la FAP tiene gran similitud con los modelos analógicos. Es decir, el basamento del área centro-occidental de la Península Ibérica está formado por un material muy competente (granitos, cuarcita, pizarras, grauwaca) y anisótropo (con esquistosidad impuesta por la deformación hercínica), mientras que los modelos de laboratorio se realizan con arenas sueltas e isotropas. Por esto, las propiedades del basamento del Macizo Hespérico imponen algunas diferencias geométricas en las cuencas, pues la interacción de fallas de dirección N90 a 120°E es muy clara en algunos casos, complicando la geometría de las mismas (cuenca de Cañaveral y borde E de la cuenca de Ribera de Araya). Sin embargo, la forma general de la mayoría de las cuencas de la FAP es muy similar a los modelos con materiales blandos y homogéneos. Una posible explicación es, que la dirección de la anisotropía general de la zona (N 100 a 120°E con buzamiento muy verticalizado) no representa un plano preferente para la deformación terciaria (con un eje de esfuerzos principal de N 120° E).

#### 4.11.2. Cinemática y evolución en el Terciario

La formación de las cuencas *pull-apart* es el único proceso que se ha podido datar dentro de los desplazamientos terciarios de la FAP. El resto del desplazamiento de la falla ha sido asignado dentro de distintas hipótesis a: otras épocas del Terciario y/o períodos preterciarios y/o Cuaternario. Las distintas hipótesis se basan en criterios geológicos geométricos y cinemáticos locales o regionales. En este apartado se expone, por tanto, en primer lugar los valores de desplazamiento total de la falla. A continuación se analiza el desplazamiento asociado a la formación de cuencas y su edad. Finalmente, se enumeran distintas hipótesis sobre la distribución en el tiempo del desplazamiento “resta” (desplazamiento total menos el correspondiente a la formación de las cuencas) y los criterios de las distintas hipótesis.

##### 4.11.2.1. Desplazamiento total de la FAP

El desplazamiento total de la FAP se ha medido en referencias geológicas antiguas, tales como: estratos de Cuarcita Armoricana, contactos de granitos y rocas de metamorfismo de contacto, contactos entre estos últimos y las pizarras precámbricas; y los bordes del DAP. Todos estos desplazamientos muestran una cinemática de desgarre sinistral con una componente vertical muy pequeña (por ejemplo, el estrato de cuarcita armoricana del flanco sur del Puerto de los Castaños presenta 2,7 km de desplazamiento horizontal frente a 80 m de movimiento vertical).

Dos aspectos críticos que se pueden dar en el cálculo basado en el desplazamiento cartográfico horizontal son:

- El desplazamiento horizontal de granitoides depende del buzamiento (geometría tridimensional del contacto). Así, se pueden obtener los valores diferentes del desplazamiento, para referencias geológicas de edades similares. Este aspecto introduce incertidumbres en los cálculos y debe ser confirmado con cálculos de desplazamiento de otras referencias.



Tabla 4.1. Características geométricas de las estructuras asociadas a la FAP.

Nombre	Tipo de estructura*	Dimensiones (km)	Solape** (tipo: km)	Separación (km)	Angulo de inflexión	Subsidencia/ elevación (m)	Desplazamiento horizontal (km)	Edad referencia utilizada para desplazamiento
Plasencia	PA	7,5 x 1	NS: 3a 7	1,7	22	S:170 a 230	0,56±0,08 <sup>†</sup> 1,2±0,4 <sup>††</sup>	Aragoniense medio
Moro	PA	4 x 0,8	S: 3	1	15	S:160 a 240	0,56±0,08 <sup>†</sup> 1,2±0,4 <sup>††</sup>	Aragoniense medio
Cañaveral	PA	7 x 1,3	NS: 8	1,6	15 a 25	S:205 a 303	0,7±0,14 <sup>†</sup> 1,5±0,5 <sup>††</sup>	Aragoniense medio
Cabeza Araya	DUP	5 x 2	S:4	1,7	15 a 35	0	2,3 a 2,5	Jurásico
Ribera Araya	PA	7 x 2	S:2,5 a 3	1,5 a 2,5	17 a 22	¿?	¿?	-
Ribera Albarragena	PA?	8 x 0,8	S:0	<0,1	15 a 17	¿?	¿?	-

\*PA= *pull-apart*; DUP= duplex;

\*\*NS= no solape (*underlap*); S; solape (*overlap*)

<sup>†</sup> calculo usando Hempton y Neher (1986)

<sup>††</sup> calculo usando Rodgers (1980)

- El movimiento se puede repartir entre varias fallas subparalelas, con lo que, en un punto dado, el desplazamiento medido no es el desplazamiento total de la zona de falla. Esto parece ocurrir, por ejemplo, en la falla de Manteigas-Bragança, donde Arthaud y Matte (1975) asignan distintos valores de desplazamiento a granitoides de distinta edad. En realidad, parece que los macizos de granitoides jóvenes se desplazan entre 5 y 7 km, repartidos en dos fallas, mientras los macizos de granitoides viejos se desplazan 7,2 km a lo largo de una sola falla. En el caso de la FAP, la mayoría de la deformación se concentra en una banda estrecha y, es posible, que los valores calculados no estén afectados por este fenómeno.

La aplicación de estos criterios se tiene en cuenta para interpretar los resultados de los cálculos realizados.

No todos los valores de desplazamiento horizontal total del Tabla 4.2 se consideran apropiados, para caracterizar el movimiento de la FAP. Para la asignación de desplazamiento totales a las distintas áreas, se han tenido en cuenta dos aspectos. En primer lugar, se considera que el valor de 5,2 km de desplazamiento del área de Puerto de los Castaños no es correcto. No se encuentran otras referencias que indiquen valores semejantes, así que, el cálculo realizado sobre la charnela del sinclinal puede que esté basado en datos de buzamiento incorrectos, que han sido modificados por la falla (por ejemplo, por pliegues de arrastre). En segundo lugar, los valores de desplazamiento, que incorporan una banda ancha a ambos lados de la falla, pueden no ser apropiados para definir la deformación en el plano principal de la FAP (valores marcados como \* en Tabla 4.2). No se sabe si parte de esta curvatura es heredada de la deformación hercínica.

Los valores de desplazamiento horizontal total, que se consideran más apropiados son:  $3,3 \pm 0,35$  km en la zona de Plasencia y Moro;  $3,2 \pm 0,1$  en el Puerto de los Castaños (la media entre los valores obtenidos en esta área sin usar el valor de 5,2 km);  $2,2 \pm 0,1$  km en Cañaveral;  $2,4 \pm 0,25$  km en Cabeza de Araya;  $1,6 \pm 0,45$  km en Ribera de Araya;  $1,1 \pm 0,05$  km en Aliseda; y  $1,3 \pm 0,2$  km en Ribera de Albarragena (Figura 4.67). Estos valores parecen indicar una tendencia a la disminución del desplazamiento total horizontal, decreciente de norte a sur para el sector de la falla estudiado. Aunque es posible que algunos de los valores calculados sobre granitoides se alejen de los reales (se ha indicado anteriormente la problemática de los valores de desplazamiento horizontales el contacto granítico), los valores de desplazamiento calculados sobre estratos de cuarcita parecen apoyar la idea de esta disminución.

Más hacia el sur, fuera del área de este estudio, los desplazamientos parecen ser del orden de 3 km, con 3,2 km en la cuarcita ordovícica al E de Albuquerque (valores tomados de la Hoja geológica Magna de Albuquerque; Santos García y Casas Ruiz, 1982), y 3 a 3,5 km para referencias ordovícicas y carboníferas en Elvás (Portugal, valores tomados de la Hoja geológica de Elvás; Gonçalves y Torre de Assunção, 1970).

Los valores de desplazamiento vertical total de la falla han sido medidos en las crestas de cuarcita armoricana de Puerto de los Castaños (apartado 4.5.2.) y de la Sierra de San Pedro (apartado 4.9.2.). Los valores obtenidos son de  $80 \pm 20$  m y  $75 \pm 20$  m, respectivamente, con el bloque W de la falla elevado con respecto al labio E. La relación entre desplazamiento vertical y desplazamiento horizontal total para las localidades en las que se tienen ambos valores es de 40:1 a 15:1 (Tabla 4.3).

#### 4.11.2.2. Valor y edad del desplazamiento asociado a la formación de las *cuencas pull-apart*

Las cuencas *pull-apart*, a lo largo de la FAP, contienen sedimentos continentales de edad cenozoica, cuyo estudio se ha utilizado para entender los movimientos tectónicos de la falla durante este período. Las fallas principales han sufrido un movimiento de desgarre sinistral durante el Terciario, como viene indicado por la presencia de cuencas *pull-apart* en escalones izquierdos. La componente vertical, sin embargo, es muy baja o nula (las superficies de erosión a ambos lados de la falla en distintos puntos no muestran un desplazamiento vertical significativo de un lado de la falla respecto al otro).

Las fallas que se sitúan en el escalón entre las trazas principales de la FAP, en las distintas cuencas, son fallas secundarias con un movimiento oblicuo normal-sinistral a sinistral-normal. El movimiento de estas fallas se ha deducido de:

- La presencia de buzamientos altos en las fallas que afloran en superficie y las relaciones de la edad de las litologías a muro y techo de la falla (en la falla E de la Cuenca de Cañaveral en el cerro Miraltajo, apartado 4.7.4.)
- La presencia de buzamientos altos en la fracturación de la roca cercana a la falla (la falla E de la Cuenca de Plasencia apartado 4.3.4.)
- Las medidas de estrías (la mayoría de cabeceo alto y algunas de cabeceos medios (por ejemplo, en la cuenca de Plasencia, apartado 4.3.4.)
- La inclinación de los estratos de los sedimentos sintectónicos (tanto en la cuenca de Plasencia como en la de Cañaveral, estos sedimentos del techo de la falla se inclinan hacia la falla)
- La generación de cubetas, que indica desplazamientos verticales
- La similitud con modelos de laboratorio de Dooley y McClay (1997), Dooley *et al*, (1999) y Rahe *et al* (1998) (apartado 3.2.3.).

Para poder datar el período de formación de las cuencas *pull-apart*, se ha establecido una correlación estratigráfica de las unidades de las distintas cuencas entre sí, y con los sedimentos de cuencas sedimentarias cercanas. Esta correlación es difícil por la falta de fósiles, siendo la cuenca de Plasencia la única que presenta un registro fosilífero. La Tabla 4.4 muestra el intento de correlación realizado en este estudio. La correlación se ha establecido mediante estudios existentes de análisis de arcillas (Tsige *et al* 1997), o por similitud de los sedimentos en los estudios de campo. No todos los sedimentos terciarios de la Tabla 4.4 están relacionados con la formación de las cuencas.

Los depósitos sedimentarios, que se han podido asociar a la formación de las cuencas de la FAP, en este estudio son: las unidades “Barro”, “Plasencia” y “Piñonate” en la cuenca de Plasencia (apartado 4.2.2.); las formaciones “Cerro Colorado Inferior y Superior” de la cuenca de Cañaveral (apartado 4.6.2.); y la Unidad de “Arroyo Montejejo Superior” de la cuenca de la Ribera de Araya (apartado 4.8.2.). Las unidades sedimentarias, que se forman como consecuencia del hundimiento tectónico en las inflexiones distensivas, tienen una edad desde Aragoniense medio-Superior a Vallesiense Superior.

Tabla 4.2. Desplazamientos calculados para distintas referencias geológicas, ordenados de norte a sur y de más antiguo a más moderno dentro de cada zona.

Localidad	Referencia geológica	Desplazamiento Horizontal (km)	Desplazamiento Vertical (km)	Edad de la referencia
Plasencia	Franja met de contacto en el plano de falla (en planta)	3,33±0,35		350 Ma (Carbonífero Inferior)
	Franja met de contacto en banda de fracturación (18km)* (en planta)	3,6±0,35		350 Ma (Carbonífero Inferior)
Moro	Subsidencia de la cuenca <i>pull-apart</i>	0,5 a 1,5	0,17 a 0,23	(Aragoniense medio)
	Subsidencia de la cuenca <i>pull-apart</i>	0,5 a 1,6	0,16 a 0,24	(Aragoniense medio)
Puerto Castaños	Intersección charnela sinclinal y plano de falla (en plano de falla)	5,2±0,4	0,41±0,38	510 Ma (Ordovícico Inferior)
	Eje sinclinal (en planta)	3,6±0,1		510 Ma (Ordovícico Inferior)
	Estrato de Cuarcita Ordovícica del flanco S del sinclinal (en planta)/ Superficie de Cumbres	2,7±0,1 km	0,08±0,02	510 Ma (Ordovícico Inferior)
	Superficie del frente de alteración esmectítico (S-FAS)		0,04±0,02	Mioceno Inferior
Cañaveral	Franja met de contacto en el plano de falla (en planta)	2,2±0,1		290 Ma (Carbonífero Superior/Pérmico)
	Subsidencia de la cuenca <i>pull-apart</i>	1,02 a 2	0,20 a 0,30	(Aragoniense medio)
Cabeza de Araya	Dique en plano de falla (en planta)	2,4±0,25		200-160 Ma (Jurásico Inferior-Medio)
Ribera de Araya	Franja met de contacto en el plano de falla (en planta)	1,6±0,45		290 Ma (Carbonífero Superior/Pérmico)
Aliseda	Estrato de Cuarcita Ordovícica del flanco S del sinclinal (en planta)	1,1±0,05		510 Ma (Ordovícico Inferior)
	Estrato de Cuarcita Ordovícica del flanco S del sinclinal en banda de fracturación (15km)* (en planta) / Superficie de Cumbres	1,7±0,05	0,02±0,02	510 Ma (Ordovícico Inferior)
	Superficie del frente de alteración esmectítico (S-FAS)		0,04±0,02	Mioceno Inferior
Ribera de Albarragena	Borde N de Franja met de contacto en el plano de falla (en planta)	1,3±0,2 km		290 Ma (Carbonífero Superior/Pérmico)

\* La restauración de la deformación se ha realizado sobre una banda de fracturación y no únicamente sobre la traza principal de la FAP

Tabla 4.3. Valores de desplazamiento (km) considerados como más apropiados en este estudio

Área	Desplazamiento horizontal (DH)			Desplazamiento vertical (DV)		DH:DV total
	total	asociado cuencas <i>pull-apart</i>	resta	total	Terciario	
Plasencia	3,3±0,35	1,2±0,4	2,1±0,5	-	-	
Moro	3,3±0,35	1,2±0,4	2,1±0,5	-	-	
Puerto de los Castaños	3,2±0,1	-		0,08±0,02	<0,02	40:1
Cañaveral	2,2±0,1	1,5±0,5	0,7±0,5	-	-	
Cabeza Araya	2,4±0,25	-	-	-	-	
Ribera Araya	1,6±0,45	¿?	¿?	-	-	
Aliseda	1,1±0,05	-	-	0,075±0,02	<0,02	15:1
Ribera Albarragena	1,3±0,2	¿?	¿?	-	-	

Tabla 4.4 Correlación estratigráfica de las distintas cuencas *pull-apart* de la falla de Alentejo-Plasencia .

Epoca		SW de la Cuenca del Duero**	Cuenca Plasencia	Cuenca Cañaveral	Cuenca Ribera de Araya	Cuenca Albarragena			
Plioceno	S	Series Ocre	Unid. Plasencia, Piñonate, Fuentidueñas  Unidad Barro	Unid. Sup Cerro Colorado	Unid. Superior ? Arr. Montecejo	Raña			
	I								
Mioceno	S	Series Rojas		Unid. Inf Cerro Colorado					
	M								
Oligoceno	I	Unidad Paleógena Superior		Unidad Arcósica	Unid. Inferior Arr. Montecejo				
	S								
	M								
Eoceno	I						Unidad Paleógena Inferior		
	S								
	M								
Paleoceno	I								
	S								
Cretácico	I								
	S								

\*\* Martín Serrano, 1989

La designación de los sedimentos mencionados, como asociados a la formación de las cuencas de la FAP, se debe a que presentan características similares a los descritos en otras cuencas *pull-apart* (apartado 3.2.4.). Las facies dominantes son abanicos aluviales proximales con un área fuente muy cercana (el complejo esquisto-grauváquico para las cuencas de Plasencia y Cañaveral y el complejo esquisto-grauváquico junto con el granito de Araya para la Ribera de Araya). Las direcciones de aporte son muy diversas, indicando que los sedimentos provienen de los relieves que circundan las cubetas, sin que predomine ninguna dirección (al menos en el breve estudio de direcciones de aporte realizado). Además, estos depósitos están deformados de forma concordante con los movimientos esperados en las fallas que bordean la cuenca.

Las unidades correlativas a la Unidad Paleógena Superior de Martín Serrano (1989)) se han considerado sedimentos anteriores a la formación de cuencas. Varios criterios parecen indicar que estos depósitos ocupaban un área más extensa que la actual, que incluye las cuencas de Coria y Moraleja. Estos criterios son:

- La localización geográfica de los afloramientos de esta unidad.
- La gran extensión de los sedimentos fuera de las cuencas de la FAP.
- La conexión con áreas fuente graníticas cercanas pero no inmediatas a los bordes de las cuencas.
- La falta de facies de borde de procedencia local.
- La deformación de los estratos arcósicos es mayor que la de los depósitos posteriores.

Los sedimentos arcósicos se han conservado en zonas hundidas por movimientos tectónicos posteriores, mientras que se han erosionado en las zonas circundantes. Es posible que se formara algún depósito sintectónico en las primeras fases de formación de las cuencas, que contenga los depósitos arcósicos erosionados del borde de la cuenca, pero no han sido reconocidos en este estudio. El ciclo arcósico predata, por lo tanto, el momento principal de la formación de las cuencas *pull-apart*.

Los estudios de superficies de erosión que rodean las cuencas, también, contribuyen a asignar una edad a la formación de las cuencas. La superficie de erosión, que constituye el nivel topográfico generalizado alrededor de las cuencas *pull-apart* de la FAP, ha sido correlacionada en este trabajo con el ciclo rojo de Martín Serrano (1989) o la alteración esmectítica, que se encuentra bajo los sedimentos neógenos de Toledo (Molina *et al*, 1985). Esta superficie se ha utilizado como referencia geométrica y cronológica para calcular la subsidencia de las cuencas. Es la superficie denominada como superficie de frente de alteración esmectítico, S-FAS (apartados 4.5.2. y 4.9.2.) y se ha considerado de edad **Mioceno Inferior-Medio**.

La edad de iniciación de las cuencas *pull-apart* se sitúa alrededor en **Mioceno Inferior o Mioceno Medio**. Varios aspectos ya mencionados apuntan hacia esta edad:

- La edad de los sedimentos pre cuenca es eocena-oligocena.
- Los sedimentos sintectónicos más antiguos encontrados tienen edades de Aragoniense Inferior-Medio (puede haber sedimentos profundos sintectónicos de edad Mioceno Inferior).
- La superficie de erosión generalizada que rodean las cuencas es pos Unidad Arcosica ( pos eoceno-oligoceno) y posiblemente Mioceno Inferior-Medio.

La edad de finalización de la formación de las cuencas es, sin embargo, difícil de establecer.

La referencia geológica principal, que ayudaría a establecer si la evolución de las cuencas termina a finales de Terciario, es la raña. Los depósitos extensivos de raña, sin embargo, no se sitúan geográficamente sobre las cuencas *pull-apart* con mayor desplazamiento vertical, que es el tipo de desplazamiento que queda mejor registrado en la geología. Solamente, se ha encontrado raña sobre la cuenca de Ribera de Albarragena, que es precisamente la estructura que presenta más dificultad para definirla como cuenca *pull-apart* (apartado 4.10.) y que no tiene un desplazamiento vertical importante. En esta área, las mesetas formadas por raña parecen cubrir las fallas secundarias, lo que indicaría que la formación de las cuencas terminó antes de la deposición de la raña.

Sin embargo, los depósitos de raña están deformados por la falla principal al N de la cuenca de Ribera de Albarragena (Cortijo de Tejarejo, apartado 4.11.4.). Esto indica un movimiento de la falla pos-raña, pero no ayuda a establecer si las cuencas siguen siendo activas, pues la raña son deformadas por la traza principal y no por las secundarias. No obstante algunos aspectos geológicos y geomorfológicos pueden indicar que las cuencas siguen siendo activas. Estos aspectos se exploran más adelante en el apartado de actividad cuaternaria de la falla (apartado 4.11.3.).

Las estimaciones del desplazamiento horizontal asociado a la formación de las cuencas se basan en los valores de subsidencia obtenidos. Las estimaciones de subsidencia de las cuencas se han realizado asumiendo, que la superficie detectada con la gravimetría en el interior de las cuencas, es la misma que la superficie fuera de la cuenca, es decir, la S-FAS. Esto no es del todo correcto. La superficie, dentro de las cuencas, representa el contacto entre las arcosas y el basamento mientras que, el basamento exhumado en los bordes de la cuenca, después de la erosión de las arcosas, ha sufrido proceso de alteración y eliminación del manto de alteración, dando lugar a la S-FAS. La S-FAS representa, por tanto, un nivel topográficamente más bajo que la antigua superficie de la base de las arcosas (mínimo 40 m, espesor de los mantos esmectíticos descritos en la zona). El hecho, de que las dos referencias utilizadas no sean de la misma edad, implica que el desplazamiento vertical medido es un valor mínimo.

De la misma forma que se ha realizado anteriormente para los valores de desplazamiento total horizontal, se ha estimado qué valores de desplazamiento, asociados a las cuencas son más apropiados. Los valores de desplazamiento vertical en las cuencas (Tabla 4.2, obtenidos de los estudios gravimétricos, son valores mínimos. Si se considera que se ha erosionado un mínimo de unos 40 m (espesor del manto de alteración) de la superficie exterior a las cuencas habría que añadir 40 a 270 m de desplazamiento horizontal (según se utilice el algoritmo de Hempton y Neher, 1986, o los valores de Rodgers, 1980) a los valores la Tabla 4.2.

Se ha asumido, por tanto, que los valores de desplazamiento de 1 a 2 km (valores calculados con la relación Rodgers, 1980) son más apropiados que los valores menores de 1 km, para caracterizar el movimiento de la FAP durante el período de formación de cuencas, basándose en que los valores que se han obtenido son mínimos y, en que los valores de Rodgers se asemejan más a los valores de modelos analógicos más recientes (apartado 3.2.3.) que los de Hempton y Neher (1986). Por tanto, en ausencia de un criterio mejor se asume que el valor de desplazamiento horizontal más adecuado para la formación de las cuencas *pull-apart* es el valor medio que se obtiene de los cálculos de Rodgers (1980):  $1,2 \pm 0,4$  para Plasencia y Moro y  $1,5 \pm 0,5$  para Cañaverl (Figura 4.67).



Los valores de desplazamiento horizontal de la FAP durante la formación de las cuencas se convierten en tasas de deslizamiento horizontal máximo y mínimo de:

- 0,075 (Plasencia y Moro) y 0,09 mm/año (Cañaveral) para un período de 16 Ma, correspondiente a una iniciación de las cuencas en el límite Mioceno Inferior-Medio y su continuación hasta la actualidad.
- 0,15 (Plasencia y Moro) y 0,19 mm/año (Cañaveral) para un período de 8 Ma, correspondiente a una iniciación de las cuencas contemporánea a los momentos de mayor elevación del Sistema Central (10Ma) y la extinción de las cuencas antes de la deposición de la raña (~2 Ma).

La cantidad de movimiento vertical asociada a la formación de las cuencas *pull-apart* se ha estimado, en este estudio, entre 160 y 303 m (Tabla 4.2). Sin embargo, el movimiento vertical total de la falla en las secciones intermedias entre las cuencas *pull-apart* es mucho menor (75 a 20 m) y casi no apreciable a la escala en la que se han estudiado los perfiles (1:50.000).

#### 4.11.2.3. Valor y edad del desplazamiento “resta”

A continuación se ha restado el desplazamiento horizontal, originado durante la formación de las cuencas *pull-apart*, del desplazamiento total. Sólo se tienen datos suficientes para realizar este cálculo en las áreas de las cuencas de Plasencia, Moro y Cañaveral. Los valores de desplazamiento horizontal “resta” son de  $2,1 \pm 0,5$  km para Plasencia y Moro y de  $0,7 \pm 0,5$  km para Cañaveral. Existe una diferencia de aproximadamente de 1 km entre las dos primeras localidades y la última.

Anteriormente se ha mencionado que la falla se forma después del emplazamiento del DAP, y que la fase de formación de cuencas *pull-apart* se extiende desde el Mioceno Inferior y/o Medio hasta la deposición de la raña o, incluso, hasta el Cuaternario. Como no es posible que gran parte del desplazamiento “resta” sea cuaternario (la falla tendría una geomorfología de falla muy activa, ver apartado 4.11.3.), la FAP se tuvo que formar antes del inicio de formación de cuencas *pull-apart*, probablemente asociada a la compresión pirenaica intrapaleógena de dirección de compresión NNE-SSW a NW-SW (Capote y Villamor, 1999). La FAP se formó por la transferencia de esfuerzos al centro de la península desde el N (Figura 4.68).

Es posible que parte del desplazamiento de la FAP, anterior a la formación de las cuencas, se diera antes de las fases compresivas alpinas, como argumentan Guiraud y Seguret (1985). No obstante, el desplazamiento total de la FAP, para explicar la cuenca de Cameros y su gran espesor de sedimentos, debería ser relativamente grande, sin embargo, los valores máximos de desplazamiento “resta” que se han obtenido son de 2,6 km. Por lo tanto, este estudio se inclina más por una iniciación (al menos, una fase de movimientos significativos) de la FAP en las etapas compresivas alpinas.

La disminución del desplazamiento total y del “resta” en el sector estudiado (Figura 4.67) se puede explicar por:

- Una debilitación de los esfuerzos hacia el sur, en la fase pre Miocena, pues el contacto de placas se sitúa en el norte. Si este es el caso habría que explicar, sin embargo, porque en Albuquerque y hacia el sur, el desplazamiento total vuelve a ser de 3 km (no se ha estudiado el desplazamiento “resta” en detalle, en esta localidad y hacia el sur).
- Tasas de deslizamiento distintas en los extremos de segmento de la FAP (disminución del desplazamiento total hacia la terminación del segmento). Así,

se puede explicar el cambio de desplazamiento entre la zona al norte de la localidad de Cañaveral, y al sur, como un límite de segmento. También, se puede interpretar el aumento de desplazamiento al sur de Albarragena como otro segmento.

El hecho de que no se encuentren sedimentos arcóscicos a lo largo de la FAP al norte de Cañaveral puede deberse, también, a una tectónica algo distinta durante la fase precuencas para el sector al N de Cañaveral y el sector al Sur (a no ser que, en el futuro, los sedimentos arcóscicos sean identificados en profundidad bajo, por ejemplo, la Unidad Barro en la Cuenca de Plasencia). Al N de Cañaveral, los sedimentos arcóscicos están limitados por la falla de Béjar sin extenderse al E de la misma y al sur de Cañaveral los sedimentos se encuentran a ambos lados de la falla (Cuencas de Coria y Talaván) y en las cuencas *pull-apart*. El extremo sur de la falla de Béjar parece haber funcionado como un límite importante en conexión con la transmisión de los esfuerzos desde el N, en la etapa anterior a la formación de las cuencas.

El movimiento de la FAP durante la fase “pre formación de cuencas” y su posible diferenciación en segmentos propuestos en este trabajo es tentativo. Debe ser completado con los estudios de gravimetría de la Cuenca de Ribera de Araya y Albarragena y con la extensión del estudio general de la falla a la zona de Portugal. Sería, además, imprescindible estudiar la relación de las distintas cuencas sedimentarias entre sí (Coria, Moraleja, Zarza de Granadilla, Talaván, Badajoz) para identificar cómo fue la tectónica del área que comprendía la antigua cuenca al sur del Sistema Central. También, sería fundamental relacionar estos estudios con el sector de la falla que se encuentra en el Sistema Central.

En el Mioceno Inferior y/o Medio se produce una reestructuración del movimiento de la falla con la propagación de la deformación hacia el sur (o su aceleración en el sur) pues los esfuerzos principales de la colisión de placas provienen de sur. De esta forma, el sector de la falla estudiado en detalle en esta tesis, muestra una deformación más o menos homogénea en toda su extensión, de alrededor de 1,2 a 1,5 km de movimiento de desgarre sinistral (Figura 4.68) durante este período.

Los valores de desplazamiento horizontal pos-Plioceno se pueden calcular del valor de desplazamiento vertical de la raña. Al N de la Ribera de Albarragena (S del Cortijo de Tejarejo, apartado 4.10.4.), existe un escarpe de, al menos, 2 m de desplazamiento vertical en la raña 1. Si asumimos que los valores de la relación movimiento horizontal: movimiento vertical, obtenidos para desplazamientos totales (Tabla 4.3), se mantienen constantes en el tiempo, se pueden obtener valores de 30 a 80 m de desplazamiento horizontal pos Plioceno. Así pues la cantidad de desplazamiento “resta” que corresponde a la fase pre-cuencas oscila entre 2 y 0,7 km de norte a sur del sector estudiado.

#### 4.11.2.4. Comparación con estudios en otros sectores de la FAP

La cinemática terciaria de la FAP ha sido estudiada en otros sectores de la falla. Los estudios de la falla en Portugal, muestran que la FAP ha tenido dos fases de movimiento principales en la cuenca del Sado en las que los movimientos de la FAP han generado sedimentación (Pimentel, 1997; apartado 3.4.): a) una fase alrededor de 50 Ma (fase prepirenaica) y b) una fase hacia 10 Ma. En el modelo generado en esta tesis, no se ha podido evaluar la edad de los movimientos de la FAP pre Miocenos, pero pueden ser tanto prepireánicos (como la cuenca del Sado), como pirenaicos (los

movimientos pirenaicos, sin embargo, no producen depósitos en la cuenca del Sado, Pimentel, 1997).

En el sector de la cuenca del Sado, sin embargo, los movimientos de la FAP han sido descritos como de falla inversa, con una componente más vertical (desplazamientos del orden de 100 a 200 m; apartado 3.4.). Parece, entonces, que la tectónica “pre cuencas *pull-apart*” (pre Mioceno) de la FAP fue distinta en el Sado y en la zona al norte de Albuquerque, por lo que, en principio, los movimientos tectónicos no tienen porque ser coincidentes pues se trata de segmentos distintos de la FAP. Cabral (1995) indica una influencia de la extensión, que se produce en el margen pasivo portugués, sobre las estructuras en Portugal, puede afectar a esta sección de la FAP.

Sin embargo, la segunda fase tectónica de la cuenca del Sado (10 Ma) parece estar relacionada con la formación de las cuencas *pull-apart* al norte de Albuquerque. La FAP en esta etapa parece sufrir una reestructuración muy generalizada.

El sector de la falla de Campomaioir a Ervidel, parece presentar una geometría de la FAP semejante a la estudiada en esta tesis, con la presencia de pequeñas cuencas *pull-apart* y estructura *push-up* (Cabral, 1995; apartado 3.4.). El movimiento total vertical presentado por Brum (1990 en Cabral 1995) muestra mayor desplazamiento, unos 20 a 40 m en la superficie de Villafranquiense superior, mientras que los desplazamientos verticales en la zona estudiada oscilan de los 75 m en la cresta ordovícica (Superficie de cumbres o S-C) y a los 40 m en la superficie de frente de alteración esmectítico(S-FAS) de edad Mioceno Inferior. La superficie a la que hace referencia el autor citado puede corresponder con la aquí denominada Superficie del frente de alteración caolinítico.

En principio es difícil distinguir entre la superficie del frente de alteración esmectítico (S-FAS) y la del frente de alteración caolinítico (S-FAC). Ambas representan la superficie del nivel topográfico generalizado. Si no coexistieran en la misma región la primera podría ser datada como Mioceno Inferior (apartados 4.5.2. y 4.9.2.) y la segunda como Pliocena. Sin embargo, el hecho de que ambas alteraciones hayan coexistido implica que se desconoce cual de ellas ha penetrado con mayor intensidad en el basamento y, por tanto, es la que ha definido el frente de alteración.

En este estudio, se ha considerado que es la alteración esmectítica del Mioceno la que entra en más profundidad, por las relaciones mineralógicas que se ha encontrado bajo la raña de Aliseda y la de Talaván. En estas localidades, la alteración caolinitizante que afecta al basamento se superpone sobre la esmectítica sin que esta última llegue a desaparecer. La raña de Jaraicejo, sin embargo, presentan una caolinitización de todo el manto de alteración sobre el que se sitúan, pero esta superficie está más alejada de la FAP.

La diferencia de edad entre la superficie desplazada por la falla en el sector de Campomaioir-Ervidel y en el sector de este estudio podría deberse a la utilización de criterios distintos para datar la superficie. No se excluye la posibilidad que pueda tratarse de la misma superficie y que su datación requiera un redefinición en un sector u otro. Un caso que, posiblemente sea similar al aquí planteado, se presenta en la interpretación de la superficies de erosión desplazadas por la falla de Ponsul, en la que se han asignado diferentes tasas de actividad reciente en la zona española y en la portuguesa (vease apéndice 3).

En el caso de que las superficies sean de la misma edad, la tasa actividad y cinemática de la FAP en el sector de Campomaor-Ervidel puede ser muy semejante al sector estudiado. En el caso en que las superficies mencionadas sean distintas, la FAP tiene, entonces, mayor actividad en el sector de Campomaor-Ervidel o tal vez, simplemente, una componente vertical mayor.

El estudio de los desplazamientos totales y de las posibles cuencas *pull-apart* de la falla en el sector que cruza el Sistema Central, es fundamental para entender el comportamiento de este sector durante el Mioceno y su relación con el sector estudiado. La elevación principal del Sistema Central se produce esencialmente durante la estructuración Bética (c. 10 Ma, De Bruijne y Andriessen, 2000). Es posible, que la diferencia en la dinámica de la FAP a partir del Mioceno esté contralada o influida por la reactivación de grandes fallas inversas en sus alrededores. Por tanto, sería interesante investigar si la FAP tiene un movimiento distinto en el sector norte durante este período y se comporta de la misma forma que los sectores al sur de Plasencia.

#### 4.11.2.5. Evolución tectónica de la FAP durante el Terciario

Las Figuras 4.56 y 4.68 resumen la evolución tectónica de la FAP durante el terciario. Antes de la formación de la FAP se produjo el emplazamiento del DAP en un contexto extensivo producido por la apertura de océano Atlántico (ETAPA 1, Figura 4.65). El momento de formación de falla no se sabe con seguridad, sólo que es posjurásico y pre Mioceno. La formación está ligada al acercamiento de las placas Europea e Ibérica y, probablemente al período en que las placas entran en colisión (fase Pirenaica de finales del Eoceno a principios del Paleoceno, ETAPA 2 de la Figura 4.65 y Figura 4.68a). La colisión parece ser un contexto tectónico en que se forman fácilmente fallas transcurrentes intraplaca alejadas del límite de placas, pero no se puede excluir que la falla se formara antes durante la etapa de subducción. En la etapa pirenaica además se estructuran las grandes cuencas sedimentarias (es decir la transmisión de esfuerzos desde el N llega claramente al centro peninsular), por lo que es posible que la formación de la FAP tenga lugar en este mismo momento. La dirección de la falla es además muy favorable al movimiento de desgarre sinistral (dirección de los esfuerzos principales NNW-SSE a NE-SW), y es posible que se dieran los mayores desplazamientos durante esta fase (desplazamiento “resta” de la Figura 4.67).

La fase pirenaica dio lugar a unos materiales sintectónicos, denominados Ciclo Superior del Paleoceno (Unidad Arcósica en este estudio), y que debieron formar una gran cuenca (o al menos cuencas de mayores dimensiones que los afloramientos actuales). Se desconoce el papel de la FAP con respecto a estos depósitos, pero siendo una falla principalmente de desgarre es posible que no estuviera relacionada con ellos o que simplemente fuera un límite pasivo (por similitud con el segmento la FAP en el Sado, aunque este último sí parece ser un margen activo de cuenca sedimentaria).

El desplazamiento horizontal de la FAP en esta fase parece disminuir hacia el sur en la parte de la traza estudiada, lo cual puede ser consecuencia de la disminución de los esfuerzos hacia el sur o de un cambio importante en el comportamiento cinemático del FAP (por ejemplo, los movimientos descritos para el Sur de la FAP tiene mayores componentes verticales).

La reestructuración del límite de placas a partir de principios del Mioceno Inferior produjo grandes cambios en todo el interior peninsular. En los alrededores de

la FAP, los grandes relieves, como el Sistema Central presentan elevaciones importantes, y se forman pliegues laxos en el paisaje de dirección NE-SW, como consecuencia de la transmisión de la compresión de dirección NW-SE desde el sur. En este ambiente de compresión subperpendicular a la FAP, la falla sufre una curvatura en su parte central con formación de escalones e inflexiones suaves que dan lugar a las cuencas *pull-apart* (Etapa 3 de la Figura 4.65 y Figura 4.68b).

Al sur de Sistema Central y en las cercanías de la FAP, se producen grandes arrasamientos de la Unidad Arcósica, y las crestas de Cuarcita muestran deformaciones verticales (a pocos km de la FAP) que pueden indicar que relieves locales, de menor entidad que el Sistema Central, se elevan en esta fase también, y contribuyen al reajuste local de bloques de basamento (por ejemplo, la Sierra de Guadalupe, Figura 4.65).

A escala peninsular la FAP se puede relacionarse con el desgarre conjugado contemporáneo, de tipo dextral, que se produce a lo largo de la Cordillera Ibérica. El desplazamiento combinado de ambos produce un escape lateral de los bloques del Ebro hacia el E y del bloque de Galicia-Portugal hacia el W (Capote y Villamor, 1999). En este caso la FAP puede ser una falla relacionada con fenómenos de indentación.

#### **4.11.3. La actividad cuaternaria de la falla de Alentejo-Plasencia**

La actividad cuaternaria de la FAP es difícil de estudiar. Dos cuestiones importantes son difíciles de resolver: cual es la cinemática de la falla durante el Cuaternario y cual es la edad de la deformación. La dificultad de la primera cuestión reside, por un lado, en la escasez de sedimentos cuaternarios no necesariamente generados por la falla. Por otro lado, el tipo de movimiento de la falla (desgarre) y su baja tasa de deformación, no da lugar a una producción importante de sedimentos (sedimentos generados por la propia falla), pues no se generan grandes relieves.

La edad de los pocos sedimentos cuaternarios es prácticamente desconocida en esta zona, lo cual dificulta más la caracterización tectónica reciente de la falla. No existen dataciones fosilíferas o arqueológicas en la zona. El clima y el tipo de materiales no han garantizado la preservación de radiocarbono, y además, los sedimentos son principalmente conglomerados gruesos, difíciles de datar con técnicas de datación absolutas, por lo que no han despertado el interés de investigadores.

La deformación terciaria de la FAP, en el sector estudiado, se caracteriza a partir del Mioceno Inferior-Medio por la formación de las cuencas *pull-apart*. Se ha sugerido que la formación de estas cuencas termina antes de la deposición de la raña (Capote *et al.*, 1996) porque éstas parecen cubrir la falla en el área de la cuenca de Albarragena. El tipo de deformación encontrada en los depósitos cuaternarios, sin embargo, indica una cinemática semejante a la de la formación de las cuencas *pull-apart*. Así, las dos localidades en las que hay evidencias de deformación cuaternaria, tienen terrazas situadas sobre fallas normales que limitan cuencas *pull-apart*. La deformación cuaternaria de estos materiales responde a un movimiento de falla normal. Estas evidencias son:

- Deformación de al menos 1 metro de salto vertical de una terraza del Pleistoceno Medio en la cuenca de Cañaveral (Cerro Miraltaño, apartado 4.6.5.).

- Deformación en forma de sinclinal de la terraza del Pleistoceno Inferior en la Ribera de Albarragena (sinclinal con fracturas en la charnela en el pk 56 de la carretera comarcal C-521; apartado 4.10.4.).

Las edades de estas terrazas han sido asignadas por correlación con terrazas de altitudes semejantes en el río Tajo para la primera localidad. En este caso, sin embargo la terraza puede ser tanto Pleistoceno Medio como Inferior. En la segunda localidad, la edad de la terraza ha sido asignada por similitud en altitud con terrazas de ríos cercanos (río Zapatón) y por la composición de mineralogía de arcillas, que se asemeja a las raña y terrazas del Pleistoceno Inferior.

Además del tipo de deformación encontrada en los cuaternarios hay otros aspectos que apuntan a la posibilidad de que las cuencas sigan siendo activas:

- La tectónica del límite de placas no ha sufrido un cambio fundamental desde hace 10 Ma y probablemente menos aún en zonas alejadas del límite donde los transfieren esfuerzos débiles (a más de 300 km de distintos límites de placas).
- La zona de Albarragena, donde la raña forma las superficies extensivas mayores de todo el área de estudio, y donde se deposita sobre la falla, no presenta precisamente una cubeta asociada a cuenca *pull-apart* de forma tan clara como, por ejemplo, se encuentra en Cañaveral o Plasencia. Por lo que no es el mejor ejemplo para estudiar la si la raña está deformada por las fallas relacionadas con las cuencas *pull-apart*. En cualquier caso, el emplazamiento de la raña responde a un cambio climático o tectónico regional (apartado 3.2.3.), cuya tasa de sedimentación puede superar las tasas de hundimiento de la cuenca y por tanto cubrirla. Es posible que sea difícil distinguir pequeños escarpes asociados a estas fallas.
- Las cuencas se encuentran en un estado evolutivo maduro (apartado 4.12.1.) pero no se han encontrado signos de extinción de la cuenca (Zhang *et al*, 1989; apartado 3.2.3.)

Además, algunas relaciones entre el drenaje y el relieve producido por la falla, parecen indicar que el primero sigue influido por movimientos recientes de la falla, como por ejemplo en la cuenca de Plasencia (apartado 4.2.5.). El hecho de que la cuenca sea una barrera para el drenaje desde N, puede indicar que la cuenca tiene una tendencia topográfica general de inclinación hacia el N en el presente. Esta es la tendencia que la falla puede haber tenido desde su formación, pues el depocentro de los sedimentos terciarios se sitúa, también, hacia el NW. De esta forma el río Jerte no entra en la cuenca a pesar de la mayor erosionabilidad de los materiales terciarios. Si, además, se considera que la actividad de la FAP y de sus fallas asociadas es muy baja, es posible, que la cuenca siga siendo activa, a pesar de que el aporte de sedimentos actual es bajo. Un levantamiento topográfico de detalle del perfil de la terraza holocena puede ayudar a explicar la deformación actual.

En la cuenca de Cañaveral, a diferencia de Plasencia, el drenaje sí ha sido dirigido hacia la cuenca por la competencia menor de los sedimentos terciarios respecto al basamento y sobre todo porque se trata de un río mayor, el Tajo, con gran capacidad de erosión. La terraza fluvial cuaternaria más alta se encuentra fuera de la cuenca, mientras que las terrazas sucesivamente más jóvenes se encuentran por debajo del nivel general de la topografía (apartado 4.6.). Esto ha permitido que el ciclo arcósico aflore y se pueda estimar cual ha sido el espesor de los sedimentos sintectónicos y, así, establecer una tasa de sedimentación sintectónica preliminar.

A pesar de que la subsidencia tiene valores en torno a los 200 a 300 m, el espesor de los sedimentos sintectónicos no parece llegar a los 100 m (Figura 4.39). Lo cual indica que la tasa de sedimentación de los abanicos aluviales asociados a la cuenca es del orden de 0,006 mm/año si consideramos que son activas (100 m en 16 Ma). Esta tasa de sedimentación se traduce en 11 m de deposición en los 2 Ma del Cuaternario, y sólo unos cuantos metros en el Holoceno. Es, por tanto, posible que la sedimentación actual sea representativa de las tasas tan bajas de formación de las cuencas. El aporte mayor de sedimentos en otros periodos, dentro de la formación y evolución de la cuenca, puede estar ligado a cambios climáticos.

Estos argumentos indican, que el movimiento de las fallas normales que bordean las cuencas, no tiene porque generar grandes abanicos aluviales. Por tanto, la sedimentación y la geomorfología actual de las cuencas *pull-apart* pueden ser consecuencia de movimientos recientes de la falla. Los abanicos aluviales holocenos de la cuenca de Cañaveral, por ejemplo, tienen espesor de decenas de metros como es esperable en tasas de sedimentación bajas.

La ausencia de deformación de sedimentos recientes se ha encontrado en los abanicos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno que cubren el margen E de la cuenca *pull-apart* de Plasencia (apartado 4.2.) y Cañaveral (apartado 4.6.). Tampoco se han encontrado signos de deformación tectónica en las terrazas holocenas que cubren la falla en los distintos sectores estudiados.

Como ya se ha indicado, la cinemática cuaternaria de la FAP tiene la problemática principal de la escasez de sedimentos cuaternarios en la zona y su datación. Desde el punto de vista de los sedimentos cuaternarios, un conocimiento más avanzado de la cinemática cuaternaria, solamente se puede mejorar mediante una datación más adecuada de los sedimentos (tanto deformados como no deformados). Esta datación se puede conseguir mediante la aplicación de técnicas de datación relativa tradicionales, y mediante técnicas de datación absoluta modernas.

Así, por ejemplo, se puede realizar un estudio de correlación más detallado de las terrazas deformadas con las terrazas de edades conocidas. En ese estudio se podrían establecer perfiles topográficos con las altitudes de distintas terrazas a lo largo del río Tajo, por ejemplo, desde la zona de Aranjuez donde las edades son conocidas. Individualmente en cada terraza, se pueden establecer estudios composicionales y de propiedades de los perfiles de suelos (como por ejemplo, los estudios de las terrazas del Tajo entre Aranjuez y Toledo de Roquero *et al*, 1999). Estos estudios se pueden completar con la aplicación de técnicas de datación absoluta, como Be<sup>10</sup> en cantos de cuarcita; análisis paleomagnetismo en arcillas, para establecer si algunos depósitos son pre cron Bruhnes; y, tal vez, C<sup>14</sup> en los sedimentos más recientes. Algunas de estas técnicas serían experimentales en esta zona y necesitarían calibración.

Tan importante como la datación de los depósitos deformados es la datación de elementos del paisaje no deformados. Por ejemplo, la edad de los abanicos fluviales que cubren las fallas nos indica desde cuando la falla no se ha movido. Este dato es importante para establecer períodos de recurrencia y probabilidades de rotura en el presente.

La datación de otros elementos del paisaje, no ligados directamente con la falla, también, puede proporcionar gran información sobre los movimientos tectónicos. Por un lado algunos de los elementos geomorfológicos sobre la falla, que



no puedan datarse directamente, se podrían datar de forma relativa si se conoce la edad de otras formas morfológicas relacionadas con ellas. Por ejemplo, la edad de los abanicos aluviales y conos de deyección y la edad de las terrazas sobre las que enrasan son similares, luego datando uno ese obtiene la edad del otro. En el área de este estudio, la datación de estos elementos es tan difícil que se tiene que recurrir a estudios de datación del paisaje que abarquen más allá que los elementos deformados por la falla.

Por otro lado, si se puede establecer una edad de los elementos geomorfológicos cuaternarios se podrían estimar tasas de generación y destrucción de los mismos. Estas tasas se pueden, entonces, comparar con las tasas de deformación de la falla y establecer así la prioridad de los elementos geomorfológicos que serían objeto de estudios de detalle. Si la falla es muy lenta es posible que el último movimiento sea de edad Pleistoceno Medio y, por tanto, los elementos de edad holocena no se clasificarían como objetivos prioritarios para estudio de detalle.

En concreto en la FAP algunos estudios de detalle de elementos geomorfológicos que ayudarían a entender la tectónica reciente serían:

- Raña en la zona de Albarragena, donde se ha detectado un pequeño escarpe (2 m): un levantamiento de detalle de un perfil de la raña para precisar el desplazamiento vertical del escarpe. Es posible que si 2 m sea el desplazamiento total de la raña, entonces será difícil encontrar desplazamientos verticales en morfologías más jóvenes.
- Abanicos aluviales y conos de deyección en las áreas, donde la falla desplaza a las cuarcitas: se puede realizar una revisión de foto aérea de mayor escala, y levantamientos topográficos de detalle, además se puede ensayar la datación de  $\text{Be}^{10}$  en los cantos de cuarcita que proviene de las crestas.
- Abanicos aluviales sobre las fallas que limitan los bordes de la cuenca *pull-apart*. Estos abanicos han sido datados como Holocenos pero no se sabe con seguridad.

Los escarpes descritos como posiblemente recientes de la FAP y algunas fallas secundarias (por ejemplo, la S de la cuenca de Moro, apartado 4.3.3.) pueden ser estudiados en más detalle. Perfiles longitudinales a lo largo del cauce de los arroyos que cruzan los escarpes se pueden ensayar, para intentar detectar saltos en la falla (sobre todo para los escarpes con componente vertical). En caso de encontrar saltos verticales, sería interesante intentar realizar estudios de paleosismicidad. En la zona donde se ha formado un *shutter ridge*, también, se pueden ensayar zanjas con levantamientos topográficos de detalle para intentar estimar el desplazamiento que produjo el shutter ridge y la edad del mismo.

#### **4.12. CARACTERIZACIÓN SISMOGENÉTICA DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA**

Los parámetros finales, que caracterizan el potencial sísmico de la FAP, son la magnitud y la recurrencia de sus terremotos. Como se explicó en el apartado 2.2.3., la sismicidad de fallas con una expresión pobre de actividad tectónica, en las que las técnicas de paleosismicidad son difíciles de aplicar, se puede caracterizar mediante la evaluación de sus posibles segmentos y su tasa de deslizamiento. Estos parámetros pueden ser convertidos en valores de magnitud y recurrencia de terremotos asociados a la falla. Por esto, se presentan, a continuación, la segmentación y tasa de deslizamiento de la falla.

#### 4.12.1. Magnitud de los terremotos asociados a la FAP. Segmentación de la falla.

La segmentación de la FAP se ha realizado con criterios estructurales, geológicos y geométricos (ver Tabla 2.3 apartado 2.2.3.). La segmentación del sector de la falla, donde se ha centrado este estudio, “sector Sur” del territorio español (desde la ciudad de Plasencia a Albuquerque), tiene una interpretación más apropiada, mientras que el sector al Norte de Plasencia (“sector Norte” del territorio español) y el sector de Portugal tienen una segmentación sólo de carácter preliminar, pues no han sido objetivo de estudio detallado en este trabajo. La segmentación de estos dos sectores está basada en la geometría de la falla del mapa Geológico de la Península Ibérica a escala 1:1.000.000 (ITGE, 1995) y en descripciones bibliográficas (apartado 3.4.). Los segmentos están representados en la Figura 4.69.

##### 4.12.1.1. Segmentación en el sector Sur de la FAP en territorio español

La segmentación del sector Sur de la FAP se ha basado en las características geométricas y cinemáticas descritas a lo largo de este capítulo. Los segmentos de norte a sur (desde la Ciudad de Plasencia a la frontera portuguesa) son los siguientes (Figura 4.69):

**Segmento de Cañaveral (43 km):** se extiende desde la cuenca *pull-apart* de Plasencia a la cuenca *pull-apart* de Cañaveral. Los límites de segmento son las respectivas cuencas *pull-apart* que coinciden con cambios en la litología del basamento (apartados 4.2. y 4.6.). El basamento a lo largo de este segmento se compone de materiales metasedimentarios mientras que a norte y sur el basamento se compone de granitoides. Este segmento, además, está caracterizado por una topografía peculiar y distinta de otros segmentos, en la que dos elevaciones topográficas elongadas se sitúan a ambos lados de la falla, formando un abombamiento en sección transversal a la falla. Este abombamiento se ve bruscamente interrumpido al W de la FAP por la falla de Béjar, que discurre subparalela a la FAP a lo largo de este segmento. La falla de Béjar, de carácter inverso, puede ser la responsable de este abombamiento y tal vez está relacionada con la FAP en profundidad (apartado 4.11.1.). Este segmento tiene desplazamientos totales del orden de 3 km.

**Segmento Brozas (27 km):** se extiende desde la cuenca *pull-apart* de Cañaveral hasta la cuenca *pull-apart* de Ribera de Araya. Los límites de segmento son las respectivas cuencas *pull-apart*, que coinciden con cambios en la litología del basamento (apartados 4.6. y 4.8.). El basamento a lo largo de este segmento se compone de materiales graníticos, mientras que a norte y sur el basamento se compone de metasedimentos. Es por esta razón que se ha elegido la cuenca *pull-apart* de Ribera de Araya como límite de segmento, en vez del dúplex de Cabeza de Araya. Este segmento, además, mantiene gran homogeneidad en la dirección de la traza y es muy linear. Este segmento tiene desplazamientos totales del orden de 2,5 km.

En caso de realizar un estudio de peligrosidad sísmica de un lugar cercano a este segmento, se debería considerar la posibilidad de que el límite de segmento se encuentre en la estructura de dúplex (es un cambio geométrico que puede actuar como límite de segmento).

**Segmento Aliseda (34 km):** se extiende desde la cuenca *pull-apart* Ribera de Araya hasta la cuenca *pull-apart* de Ribera de Albarragena. Los límites de segmento son las respectivas cuencas *pull-apart*, que coinciden con cambios en la litología del basamento (apartados 4.8. y 4.10.). El basamento a lo largo de este segmento se compone de materiales metasedimentarios, mientras que a norte y sur se compone de

granitoides. Este segmento muestra una dirección de la traza distinta al segmento de Brozas, y es muy linear. Este segmento tiene desplazamientos totales del orden de 1,5 km.

**Segmento Albuquerque (20 km):** se extiende desde la cuenca *pull-apart* Ribera de Albarragena (apartados 4.8.) hasta el borde norte de la cuenca del Guadiana. Este segmento no se ha estudiado en detalle y, por tanto, esta división es tentativa. La falla tiene una expresión clara en este segmento con gran linealidad y una dirección de la traza semejante al segmento de Aliseda. Este segmento tiene desplazamientos totales del orden de 3 km.

#### 4.12.1.2. Segmentación en el sector Norte de la FAP en territorio español

La segmentación de este sector es preliminar, pues no se ha realizado un estudio detallado de esta parte de la falla. La división en segmentos se basa, esencialmente, en los resultados de los apartados 4.1. y 4.11.1. Los segmentos de sur a norte (desde la Ciudad de Plasencia a la cuenca del Duero) son los siguientes (Figura 4.69):

**Segmento Jerte (64 km):** se extiende desde la cuenca *pull-apart* de Plasencia a Barco de Ávila. La definición del segmento se basa en la presencia de los relieves de la Sierra de Candelario y de la Sierra de Gredos a lo largo del segmento, la linealidad de la falla en este tramo, y la homogeneidad en la dirección de falla. Las rocas de basamento, también, son homogéneas a lo largo del segmento. Este segmento podría haberse cortado en el Puerto de Tornavas, donde parece haber una cuenca *pull-apart*, pero ésta no se ha estudiado en detalle, así que se ha preferido utilizar criterios de menor escala.

**Segmento Piedrahita (26 km):** se extiende desde Barco de Ávila a Casas del Puerto. En este segmento la falla cambia ligeramente de dirección respecto al anterior. El segmento está ligado a la presencia de sedimentos terciarios en Piedrahita y a la homogeneidad en las rocas de basamento.

**Segmento Muñana (42 km):** se extiende desde Casas del Puerto hasta la cuenca de Duero. Este segmento vuelve a mostrar otro cambio ligero en la dirección de la falla respecto al segmento de Piedrahita, gran linealidad y asociación con el margen W de la cuenca de Amblés.

#### 4.12.1.3. Segmentación en el sector portugués de la FAP

La segmentación de este sector es preliminar pues no se ha realizado un estudio detallado de esta parte de la falla. La división en segmentos se basa esencialmente en la geometría de la falla de ITGE (1995) y la revisión bibliográfica (apartado 3.4.). Los segmentos de norte a sur (desde la frontera entre España y Portugal a la costa portuguesa) son los siguientes (Figura 4.69):

**Segmento Campomaioir (22 km):** se extiende desde el borde N de la cuenca del Guadiana hasta aproximadamente el río Caia. El límite sur está representado por un escalón izquierdo unos 4 km al sur del río (ITGE, 1995; Gonçalves y Torre de Assunção, 1970; Gonçalves *et al*, 1972). El segmento tiene una traza rectilínea y una dirección semejante al segmento de Albuquerque. El segmento está definido, además, por estar situado esencialmente sobre granitoides con metasedimentos en el extremo norte y sur. El segmento muestra un desplazamiento total de unos 4 km en el centro que disminuye a 3 km en el extremo norte y a 1 km en el extremo sur.

**Segmento Elvás (28 km):** se extiende desde el río Caia (escalón izquierdo) hasta las cercanías de Juromenha. En el límite sur la falla cambia a una dirección menos nortada.

**Segmento Terena (33 km):** se extiende desde las cercanías de Juromenha hasta las cercanías de Falcoeiras. En el límite sur la falla puede ser otro escalón izquierdo en el que se desarrolla una pequeña cuenca según se aprecia en el mapa geológico de la Península Ibérica a escala 1:1.000.000 (ITGE, 1995).

**Segmento Portel (41 km):** se extiende desde las cercanías Falcoeiras hasta las cercanías de la población de Vidigueira. El límite sur de este segmento presenta una ramificación de la traza con la presencia de una pequeña cuenca (ITGE, 1995) y la intersección con la falla de Vidigueira-Moura.

**Segmento Beringel (44 km):** se extiende desde las cercanías de la población de Vidigueira hasta la población de Ervidel. La característica principal de este segmento, y el siguiente hacia el sur, es que limitan la cuenca del Sado. Se han separado en dos segmentos en la localidad de Ervidel porque la traza presenta un cambio en la dirección a una dirección menos nortada.

**Segmento Odemira (75 km):** se extiende desde las cercanías de Ervidel hasta la costa. Este segmento puede ser dividido en dos a la altura de Odemira (apartado 3.4.) pues presenta una característica cinemáticas distintas al sur y norte de esta localidad. En principio, se ha dejado como un segmento largo por simplicidad para los cálculos de la peligrosidad sísmica (capítulo 5), pues este segmento está alejado de la zona de estudio de este trabajo.

La segmentación de los sectores norte en territorio español y el sector portugués son solo preliminares. Un estudio detallado de la segmentación de estos sectores sería necesario si se realizan estimaciones de peligrosidad sísmica en áreas cercanas a estos sectores. Los 100 km de la FAP que se encuentran en el mar no han sido caracterizados por no disponer de datos y hallarse lejanos al centro peninsular que es el objeto de este estudio.

Las magnitudes que se obtienen para los distintos segmentos según las relaciones empíricas de longitud de rotura/magnitud de diversos autores (apartado 2.2.3.) se presentan en la Tabla 4.5. También se presenta el valor de la magnitud si la falla rompiera en toda su totalidad en un solo terremoto (500 km, no se ha considerado la parte de alta mar).

#### **4.12.2. Recurrencia de los terremotos asociados a la FAP: la tasa de deformación cuaternaria de la falla.**

La FAP tiene una tasa de deformación actual baja. La expresión morfológica de elementos superficiales del paisaje, deformados o influidos por la tectónica de la fallas de desgarre muy activas (tales como: desviación del drenaje, formación de crestas de bloqueo del drenaje o *shutter ridges*, lagunas de hundimiento o *sag ponds*; apartado 3.2.5.), es casi inexistente en la FAP. Sólo se han reconocido un escarpe con apariencia reciente y una posible cresta de bloqueo (*shutter ridge*), cerca de la cuenca de Moro (apartado 4.3.3.).

Tabla 4.5. Posibles  $M_w$  para la falla de Alentejo-Plasencia

Segmento	longitud (km)	Wells & Copper- smith (área)	Anderson <i>et al</i> (0,5 mm/ años)	Anderson, <i>et al</i> (0,1 mm/ años)	Anderson, <i>et al</i> (0,01 mm/ años)	Stirling, <i>et al</i> pos 1900	Stirling, <i>et al</i> pre 1900
Muñico (AP1)	41,88	6,93	7,06	7,20	7,40	6,99	7,17
Barco (AP2)	25,73	6,72	6,82	6,96	7,16	6,79	7,00
Jerte (AP3)	63,7	7,11	7,27	7,41	7,61	7,16	7,32
Cañaveral (AP4)	43,15	6,94	7,08	7,22	7,42	7,00	7,18
Brozas (AP5)	26,8	6,74	6,84	6,98	7,18	6,81	7,02
Aliseda (AP6)	34,13	6,85	6,96	7,10	7,30	6,91	7,10
Albuquerque (AP7)	20,87	6,63	6,71	6,85	7,05	6,70	6,93
Campomaior (AP8)	22,31	6,67	6,74	6,88	7,08	6,73	6,96
Elvás (AP9)	28,02	6,76	6,86	7,00	7,20	6,83	7,03
Terena (AP10)	32,82	6,83	6,94	7,08	7,28	6,89	7,09
Portel (AP11)	41,13	6,92	7,05	7,19	7,39	6,98	7,17
Beringel (AP12)	44	6,95	7,09	7,23	7,43	7,01	7,19
Odemira (AP13)	75	7,18	7,36	7,50	7,70	7,23	7,37
Toda la falla	500	7,99	8,31	8,45	8,65	8,01	8,02

Para la preservación de los elementos geomorfológicos ligados a fallas de desgarre activas, los procesos generadores del paisaje (por ejemplo, formación del valle de un arroyo) deben ser más lentos que el movimiento de la falla. Así, por ejemplo, un *shutter ridge* formado por una rotura superficial cosísmica, será erosionado si la siguiente rotura superficial está muy espaciada en el tiempo. Si los desplazamientos cosísmicos se acumulan rápidamente entonces, el *shutter ridge*, se preserva.

La destrucción de elementos geomorfológicos, propios de la tectónica de la falla, no indica, sin embargo, que la falla no sea activa. La tasa de los procesos generadores de elementos geomorfológicos depende del clima de la zona. Así, por ejemplo, en zonas de alta precipitación los procesos de erosión o sedimentación pueden borrar la evidencia de movimiento de fallas muy activas. Un caso extremo es la costa Oeste de la Isla Sur de Nueva Zelanda donde los escarpes recientes de la falla Alpina (25 mm/año de tasa de deslizamiento, con períodos de recurrencia de 250 años para terremotos de  $M_w$  8.0; Norris y Cooper, 2001) son cubiertos por sedimentos o erosionados por los ríos (precipitación anual de 2 a 10 metros), dejando muy poca evidencia observable (Berryman *et al*, 2000).

La precipitación anual de la meseta extremeña es de alrededor de los 500 mm, por tanto, los procesos erosivos y sedimentarios actuales son relativamente bajos. La falla presenta deformación en el cuaternario, pero esta deformación no es clara, apesar de tasas bajas de modificación del paisaje en el área (apartado 4.11.3.). Entonces, si la deformación reciente no es muy evidente, es porque la tasa de deformación de la FAP es, también, baja. En el apartado 3.2.5. se ha hecho referencia a la poca expresión de desplazamiento horizontal mostrado por fallas de desgarre de tasas de deformación bajas. Así, por ejemplo, la falla de Masterton en Nueva Zelanda (Zachariasen *et al*, 2000; Begg *et al*, 2001) con tasas de deformación de aproximadamente 1 mm/año, y en una zona climática semejante a la de la FAP, no presenta signos claros de deformación lateral de elementos del paisaje excepto por la presencia de *cuenclas pull-apart* y estructuras *push-up*. Este ejemplo, supone un límite de tasas de deslizamiento máxima para la FAP de 1 mm/año.

Los únicos valores de desplazamiento horizontal reciente son los valores de desplazamiento posPlioceno al N de la Ribera de Albarragena (S del Cortijo de Tejarejo, apartado 4.11.2.), donde se han obtenido 30 a 80 m de desplazamiento horizontal. Estos valores son muy imprecisos, pues provienen de una medida de salto vertical en la raña, convertida a horizontal. No obstante, son los únicos valores que se han podido obtener en este estudio. Estos desplazamientos producen una tasa de deslizamiento PlioCuaternaria:

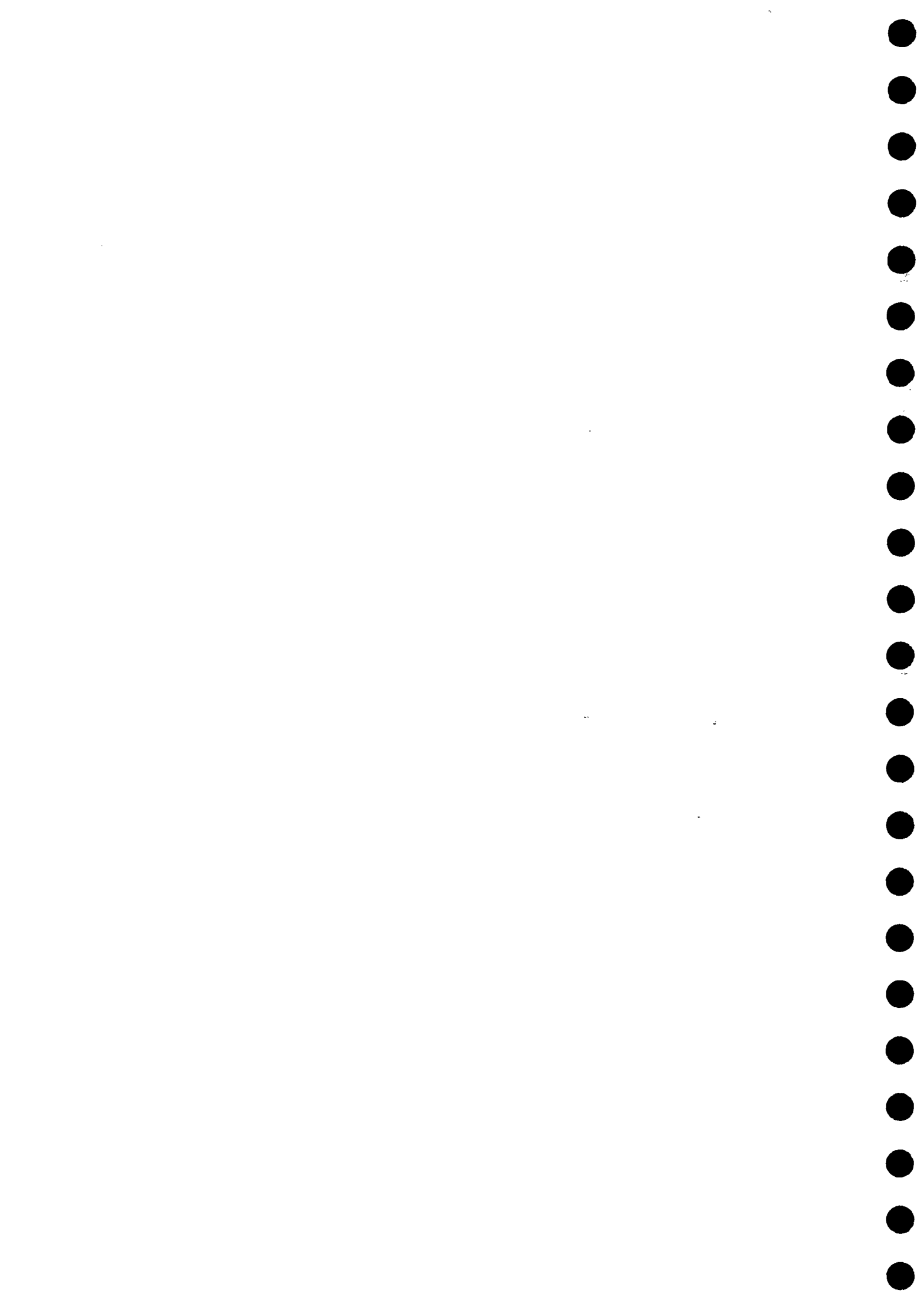
- Tasa máxima de 0,04 mm/año si consideramos 80 m y la edad de la raña de 2 Ma (edad mínimo según Cabral, 1995).
- Tasa mínima de 0,009 mm/año si consideramos 30 m y la edad de la raña de 3,5 Ma (edad máxima según Aguirre *et al*, 1976).

Estos valores se pueden comparar con las tasas que se han obtenido para la formación de las cuencas *pull-apart*. Si las cuencas no se han extinguido y la cinemática de la falla no ha cambiado desde la iniciación de las cuencas, se obtienen unas tasas de 0,075 a 0,09 mm/año para un periodo de 16 Ma, correspondiente a una iniciación de las cuencas en el límite Mioceno Inferior-Medio y su continuación hasta la actualidad (apartado 4.11.2.). En cualquier caso, la alternativa a este modelo cinemático de la FAP sería que la actividad de la falla ha decrecido en el cuaternario, luego el valor de ~ 0,1 mm/año se considerará el máximo posible para la falla. Los valores de tasa de deslizamiento obtenidos por Cabral (1995, apartado 3.4.) son de 0,04 a 0,07 mm/año, semejantes a los valores obtenidos en este estudio.

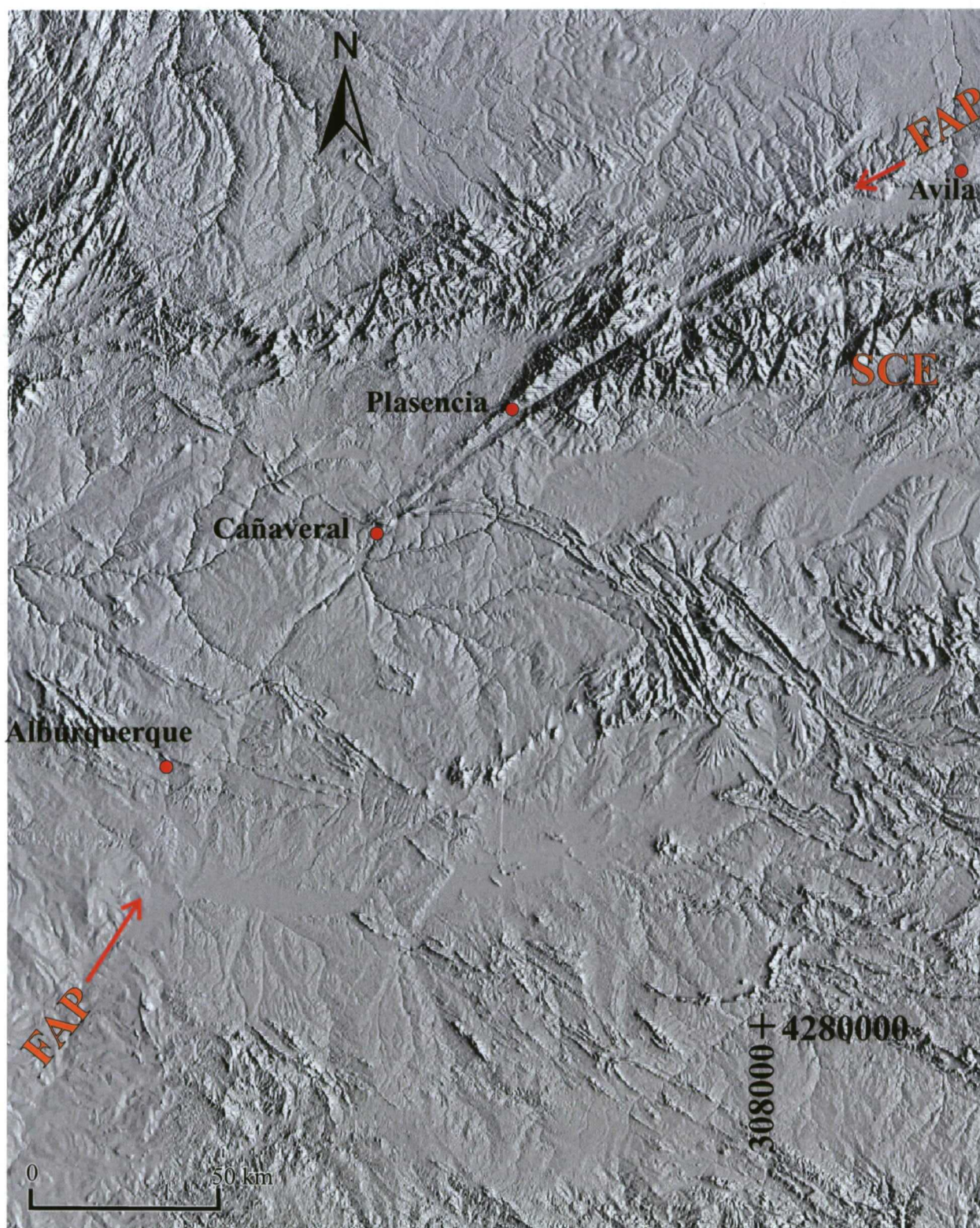
Con los valores de tasa de deslizamiento y las magnitudes obtenidas mediante la relación de Wells & Coppersmith (1994) para los distintos segmentos, se ha calculado el posible intervalo de recurrencia de los terremotos, según la fórmula de Wesnousky (1986, apartado 2.2.2.). La Tabla 4.6 muestra los valores de intervalos de recurrencia para una tasa máxima de 0,1 mm/año y una tasa mínima de 0,01 mm/año. En el primer caso, los intervalos de recurrencia se sitúan entre valores de 9.000 a 16.000 años, para segmentos con menor a mayor longitud. En el caso de tasa mínima, los valores oscilan entre 90.000 y 170.000 años. En el caso en el que la FAP rompiera en toda su longitud el intervalo de recurrencia sería de 40.500 años para una tasa de deslizamiento máxima, y de 400.000 años para una tasa de deslizamiento mínima.

Tabla 4.6. Intervalo de recurrencia para las posibles  $M_w$  de la FAP

Nombre segmento	longitud (km.)	$M_w$ Wells & Coppersmith (área de rotura)	Intervalo de recurrencia (años) Para TD=0,1 mm/años	Intervalo de recurrencia (años) Para TD=0,01 mm/años
Muñico (AP1)	41,88	6,93	12.650	126.300
Barco (AP2)	25,73	6,72	10.000	100.300
Jerte (AP3)	63,7	7,11	15.360	154.000
Cañaveral (AP4)	43,15	6,94	10.800	128.000
Brozas (AP5)	26,8	6,74	10.250	102.500
Aliseda (AP6)	34,13	6,85	11.460	115.000
Albuquerque (AP7)	20,87	6,63	9.100	91.000
Campomañor (AP8)	22,31	6,67	9.400	94.000
Elvás (AP9)	28,02	6,76	10.460	106.000
Terena (AP10)	32,82	6,83	11.275	122.700
Portel (AP11)	41,13	6,92	12.500	125.000
Beringel (AP12)	44	6,95	12.920	130.000
Odemira (AP13)	75	7,18	16.625	166.000
Toda la falla	500	7,99	40.500	400.000

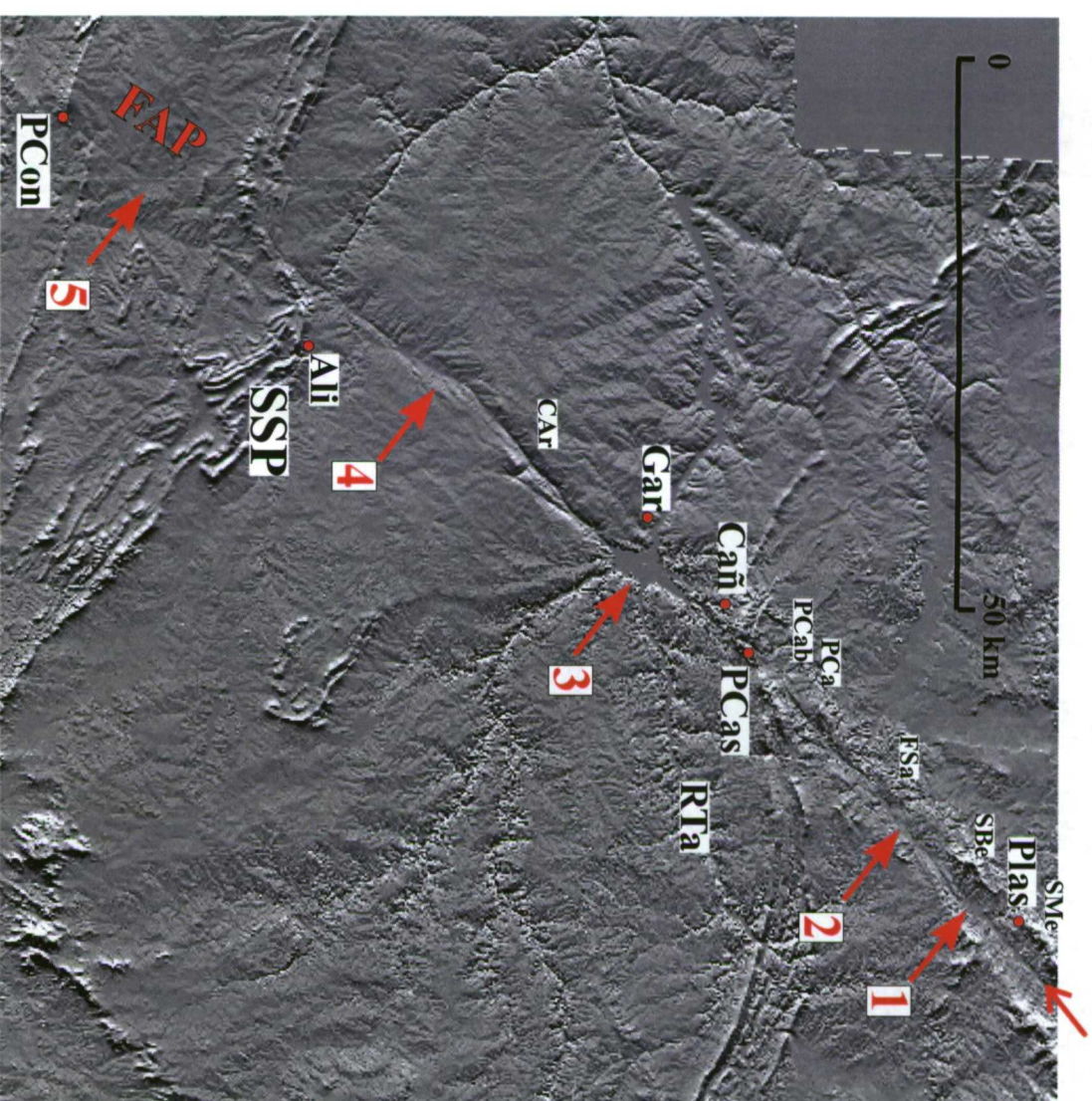






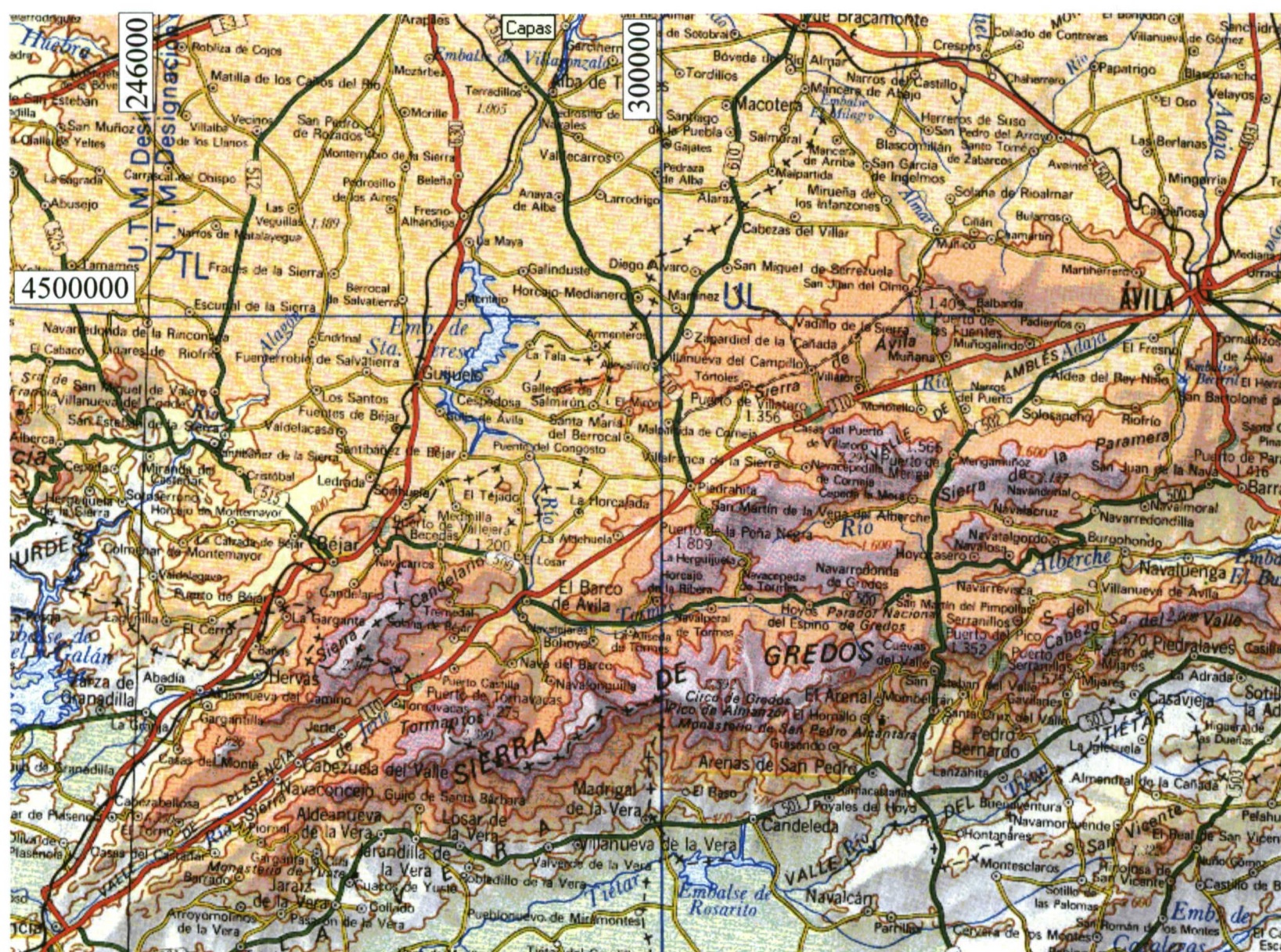
**Figura 4.1a** Modelo digital del terreno de la zona de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) en territorio español (SGE, 1997). SCE: Sistema Central Español.



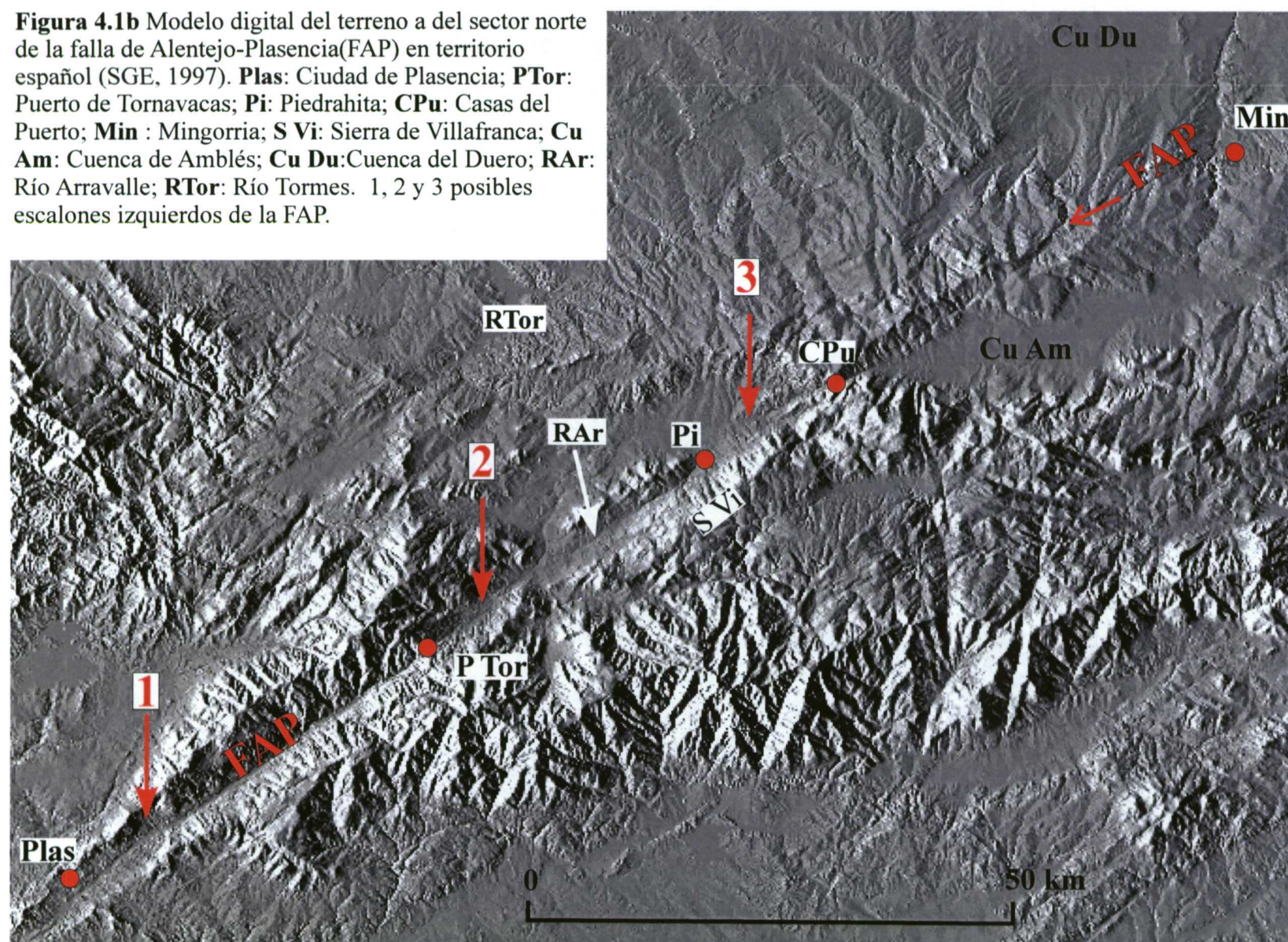


**Figura 4.1b** Modelo digital del terreno del sector sur de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) en territorio español (SGE, 1997). **Plas**: Ciudad de Plasencia; **Cañ**: Cañaveral; **Gar**: Garrovillas; **Ali**: Aliseda; **Pcas**: Puerto de los Castaños; **PCon**: Puerto de Conejeros; **Car**: Pico de la Cabeza de Araya; **SBe**: Sierra de Berenguel; **SMe**: Sierra de Merengue; **SSP**: Sierra de San Pedro; **PCa**: Pico Cabildo; **PCab**: Pico Cabezón; **FSa**: Fuente del Sapo; **RTa**: Río Tajo. Escalones izquierdos de la FAP: **1** (Cuenca de Plasencia), **2** (Cuenca de Moro), **3** (Cuenca de Cañaveral), **4** (Cuenca de Ribera de Araya) y **5** (Cuenca de Albarragena).

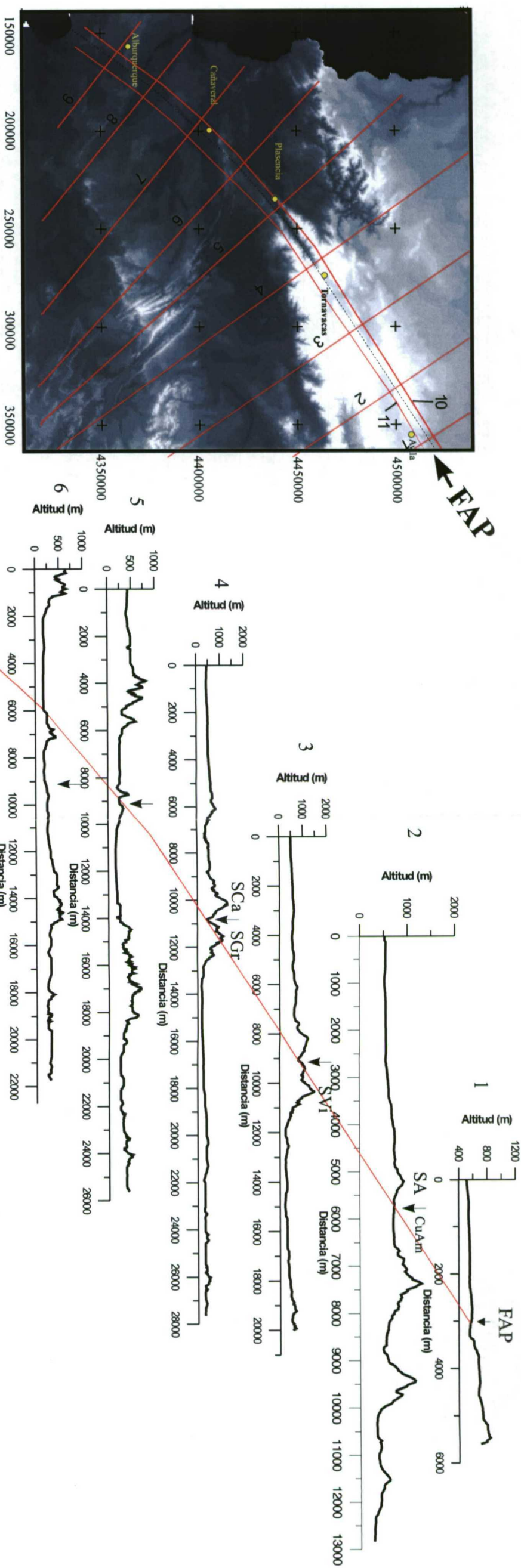




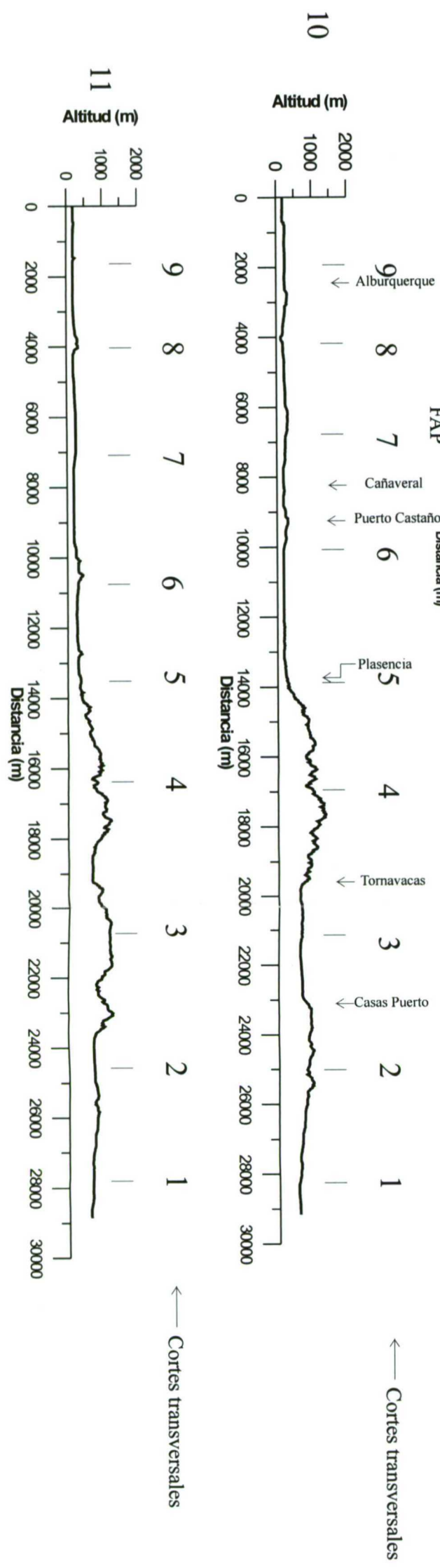
**Figura 4.1b** Modelo digital del terreno a del sector norte de la falla de Alentejo-Plasencia(FAP) en territorio español (SGE, 1997). **Plas**: Ciudad de Plasencia; **PTor**: Puerto de Tornavacas; **Pi**: Piedrahita; **CPu**: Casas del Puerto; **Min** : Mingorria; **S Vi**: Sierra de Villafranca; **Cu Am**: Cuenca de Amblés; **Cu Du**:Cuenca del Duero; **RAr**: Río Arravalle; **RTor**: Río Tormes. 1, 2 y 3 posibles escalones izquierdos de la FAP.



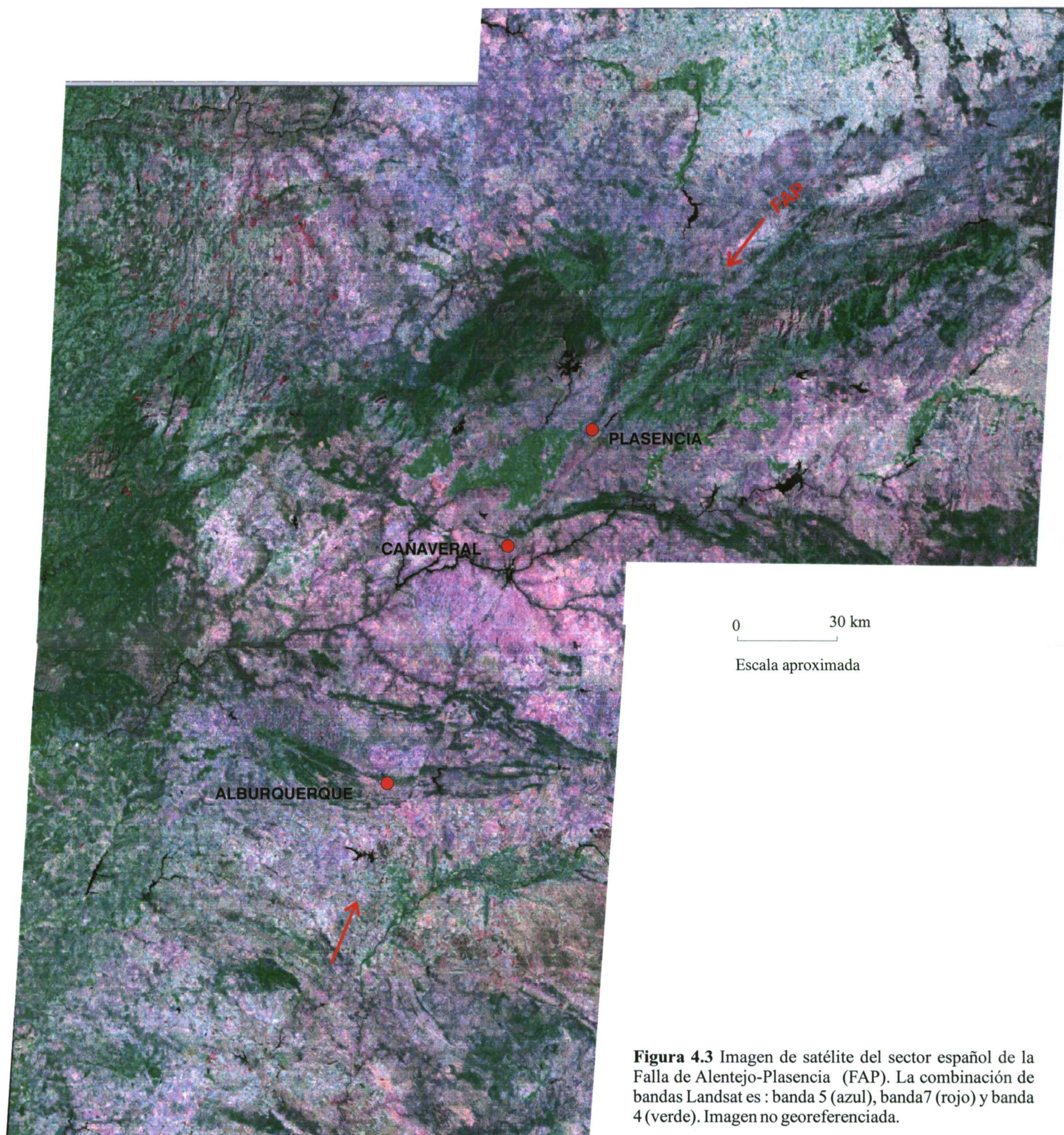




**Figura 4.2** Modelo digital del terreno de la zona de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) en territorio español. SVI: Sierra de Villafraanca; CuAm: Cuenca de Ambles; SGr: Sierra de Gredos; SCa: Sierra de Candelario; SA: Sierra de Ávila.







**Figura 4.3** Imagen de satélite del sector español de la Falla de Alentejo-Plasencia (FAP). La combinación de bandas Landsat es : banda 5 (azul), banda7 (rojo) y banda 4 (verde). Imagen no georeferenciada.



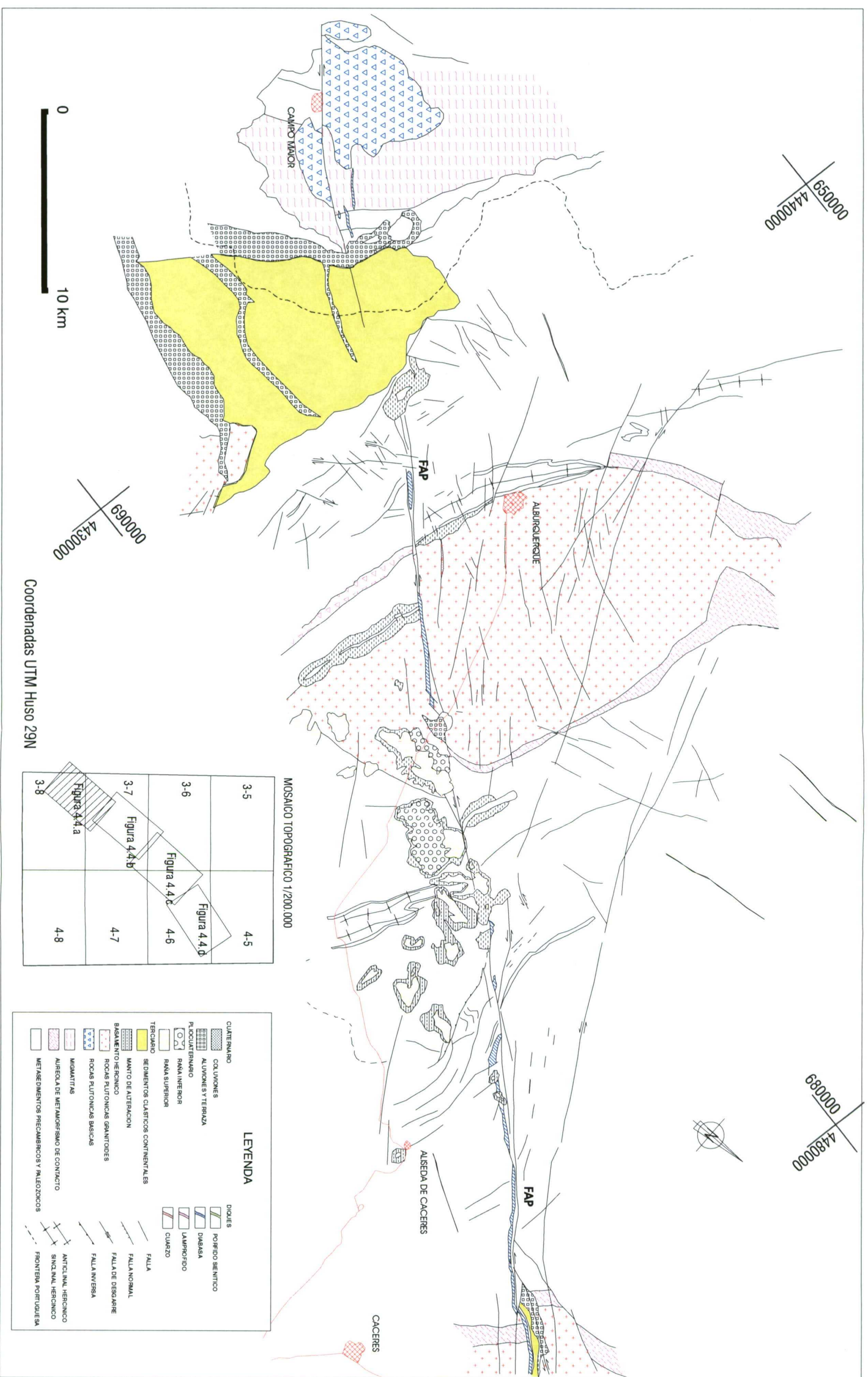
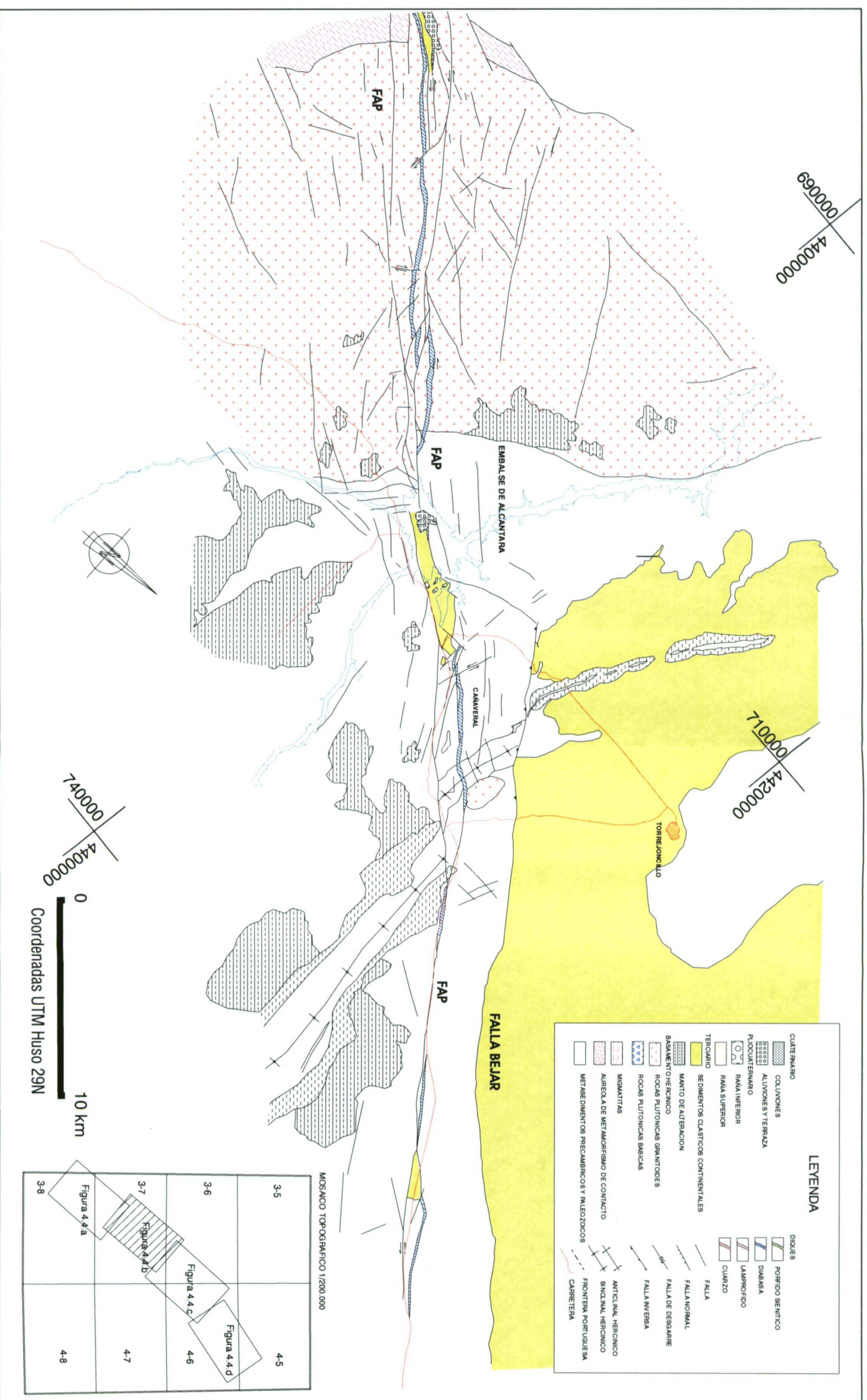


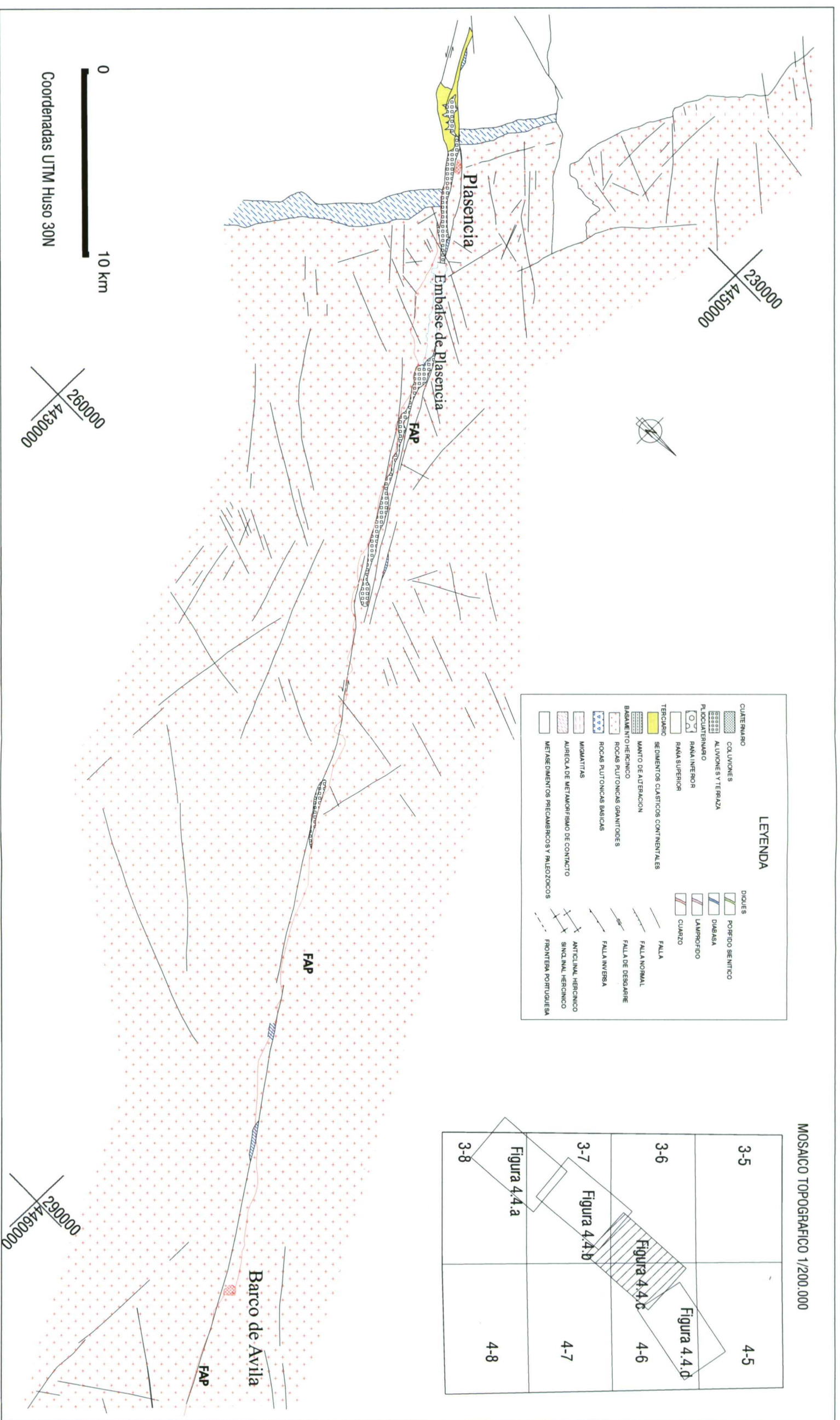
Figura 4.4 a Síntesis cartográfica a escala 1:200.000 de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) en territorio español. Mapa 1 de 4.





**Figura 4.4 b** Síntesis cartográfica a escala 1:200.000 de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) en territorio español. Mapa 2 de 4.





**Figura 4.4 c** Síntesis cartográfica a escala 1:200.000 de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) en territorio español. Mapa 3 de 4.





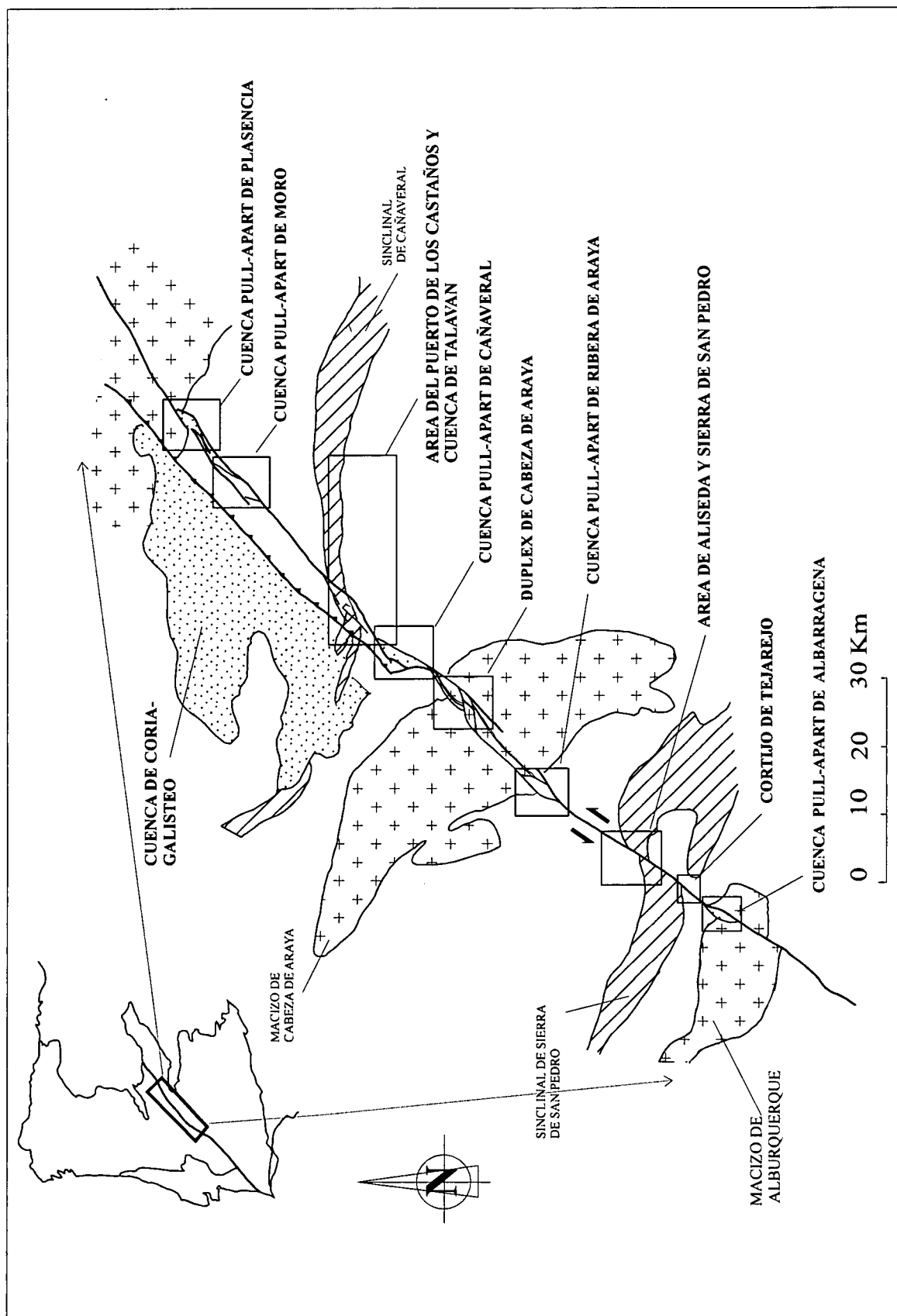
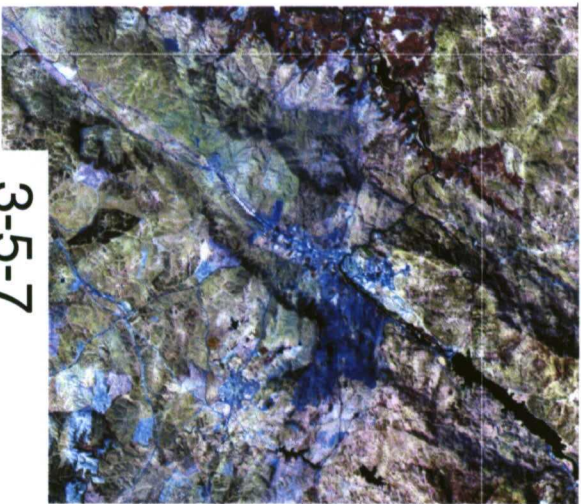
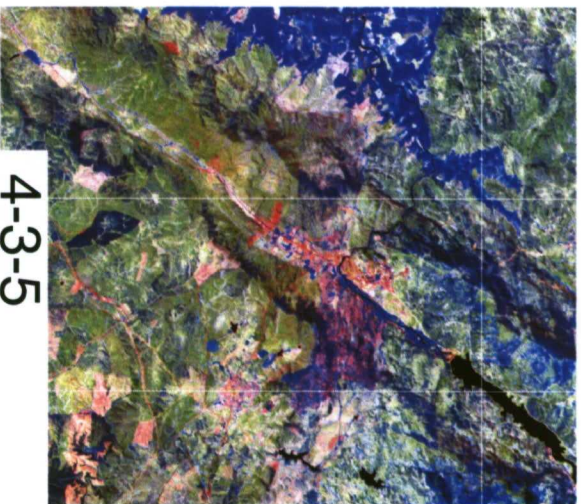


Figura 4.5 Localización de los estudios de detalle.

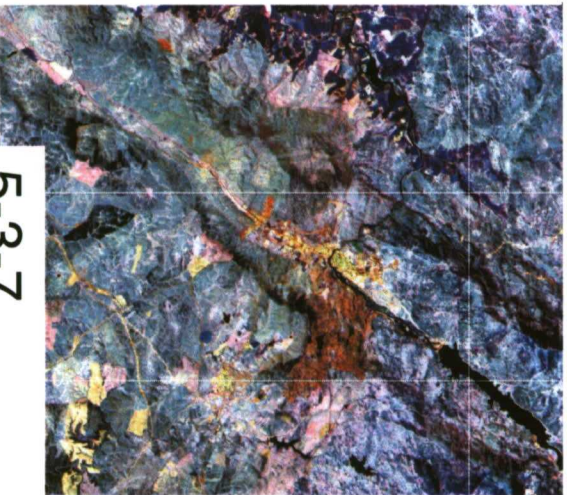




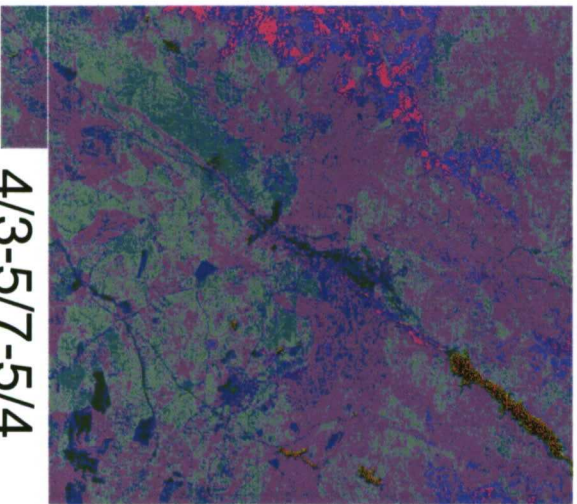
3-5-7



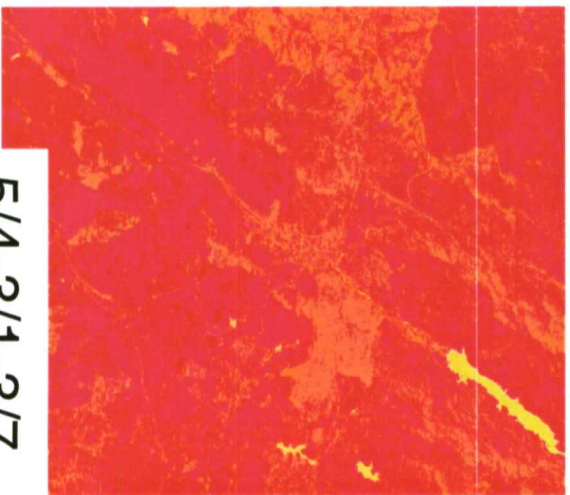
4-3-5



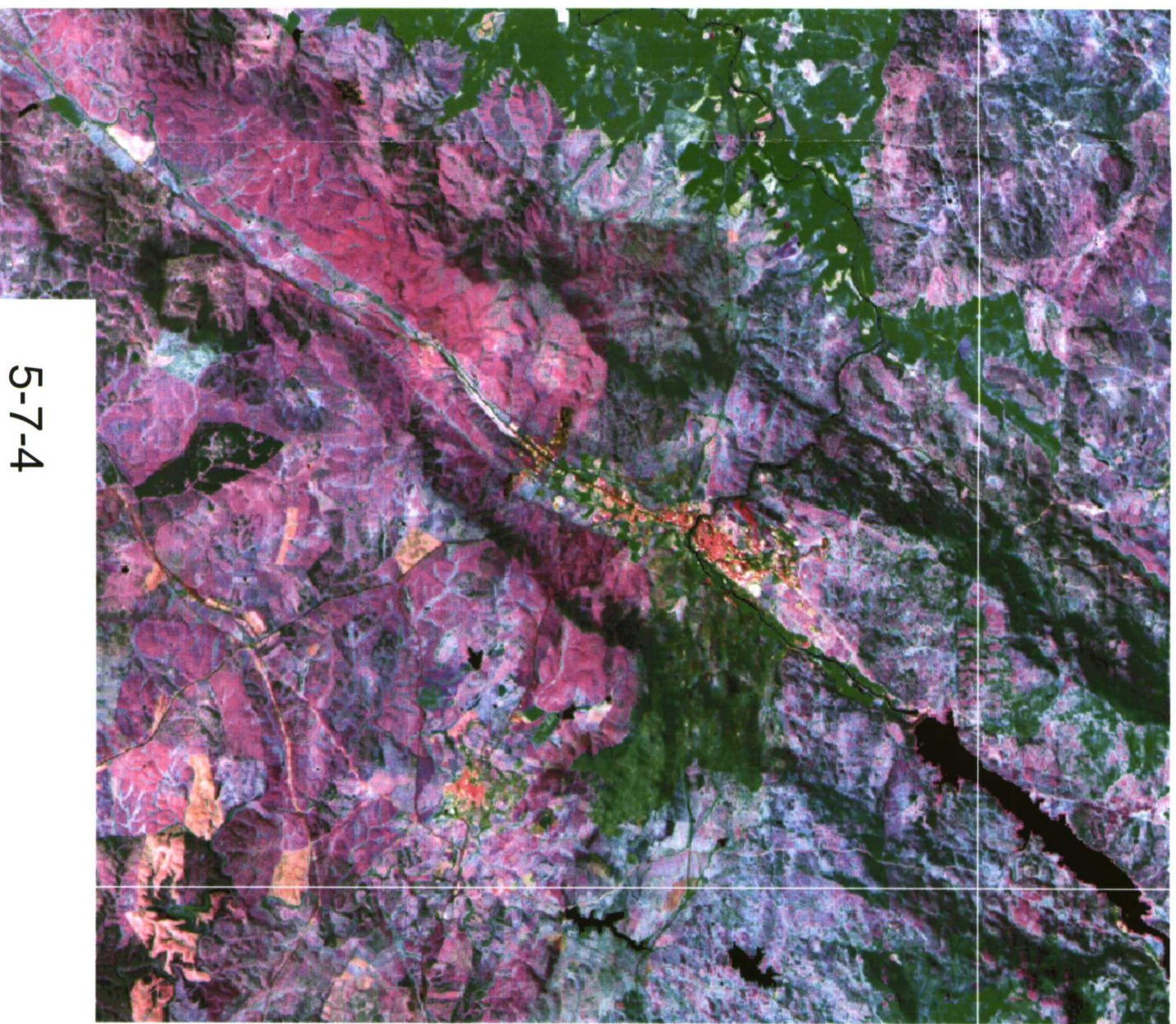
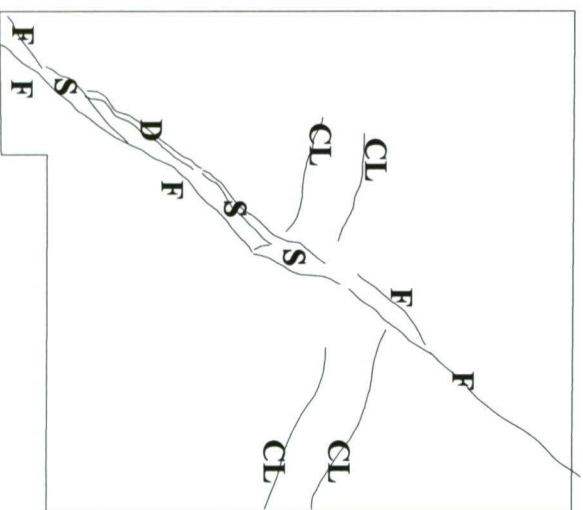
5-3-7



4/3-5/7-5/4



5/4-3/1-3/7



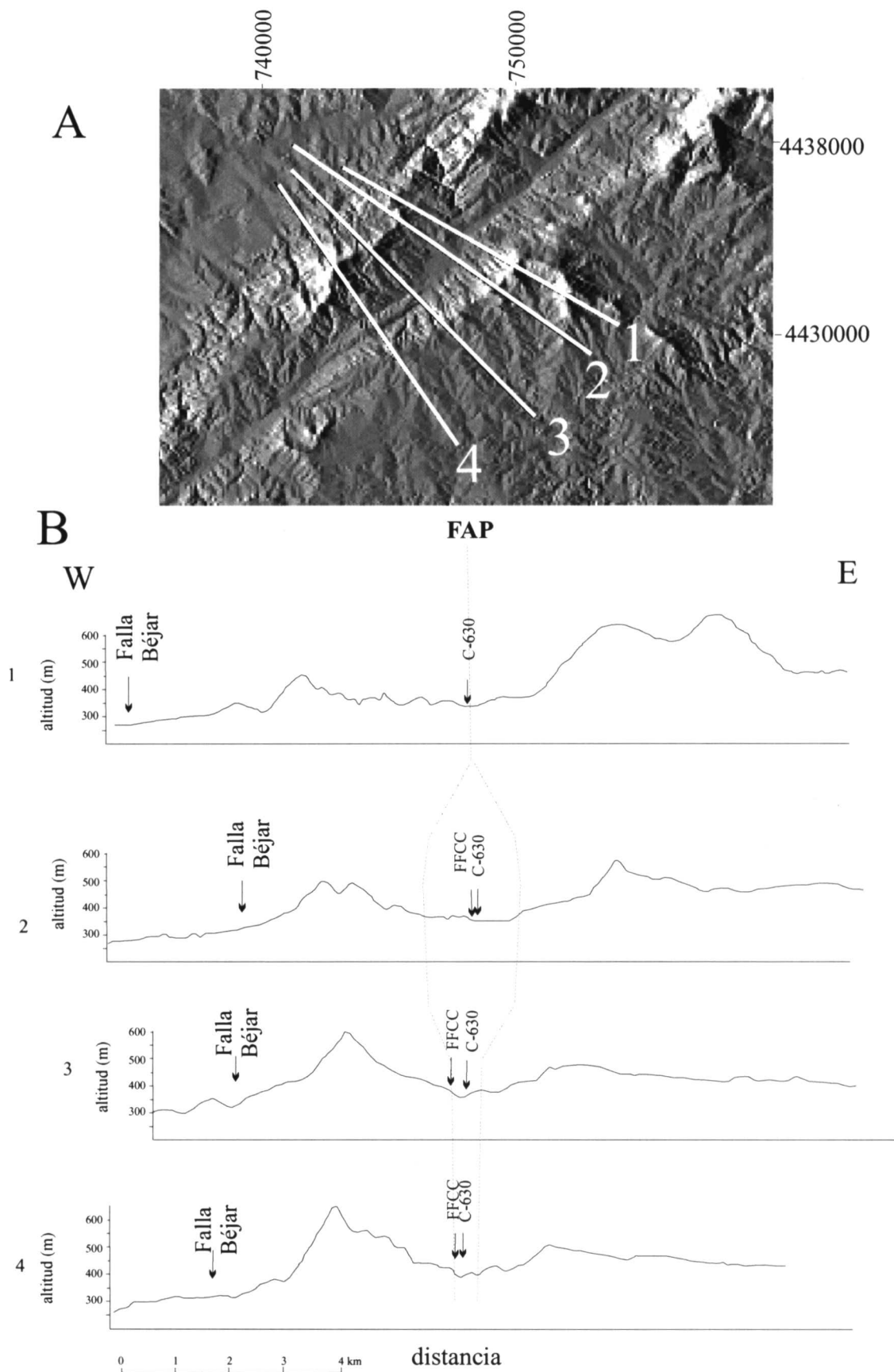
5-7-4

CL: Contacto Litológico      S: Sedimentos      escala aproximada  
F: Falla      D: Dique

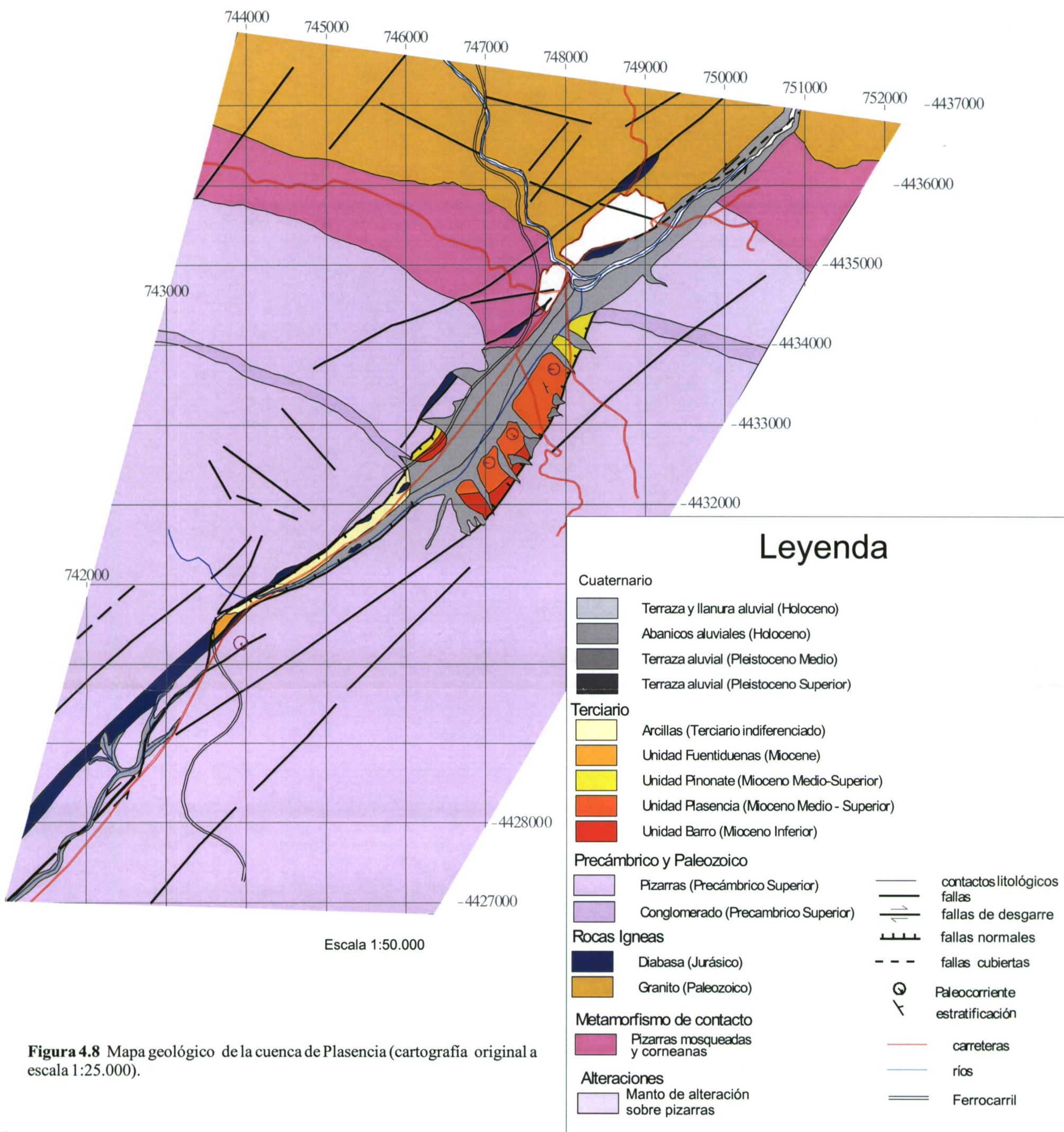
0 1km

**Figura 4.6** Imágenes de satélite del área de la cuenca de Plasencia. Los números corresponden a combinaciones de bandas Landsat en azul, rojo y verde, respectivamente. Imagen no georeferenciada.





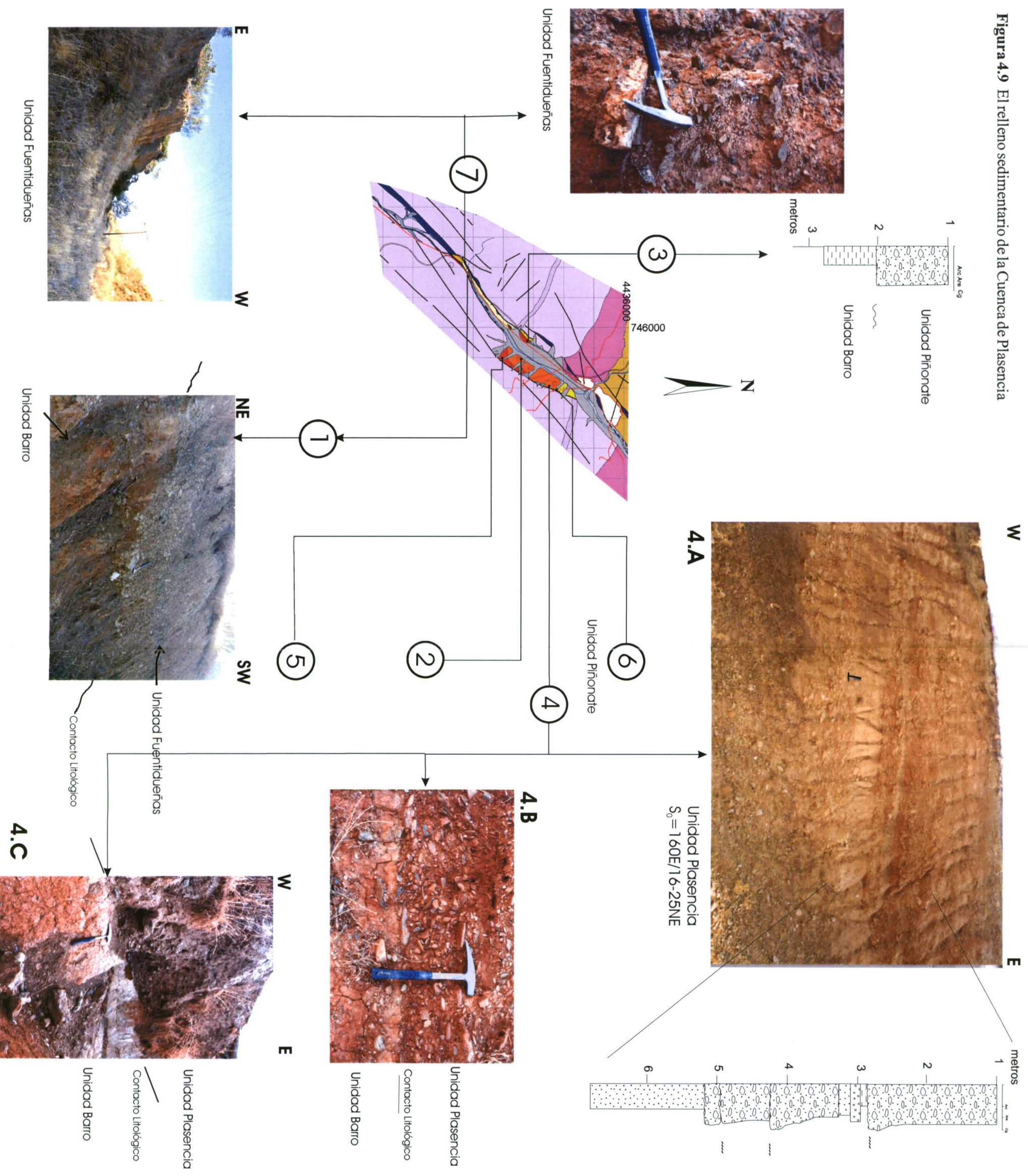
**Figura 4.7** A) Modelo digital del terreno en el área de Plasencia (SGE, 1997) B) Perfiles topográficos perpendiculares al eje principal de la Cuenca pull-apart de Plasencia



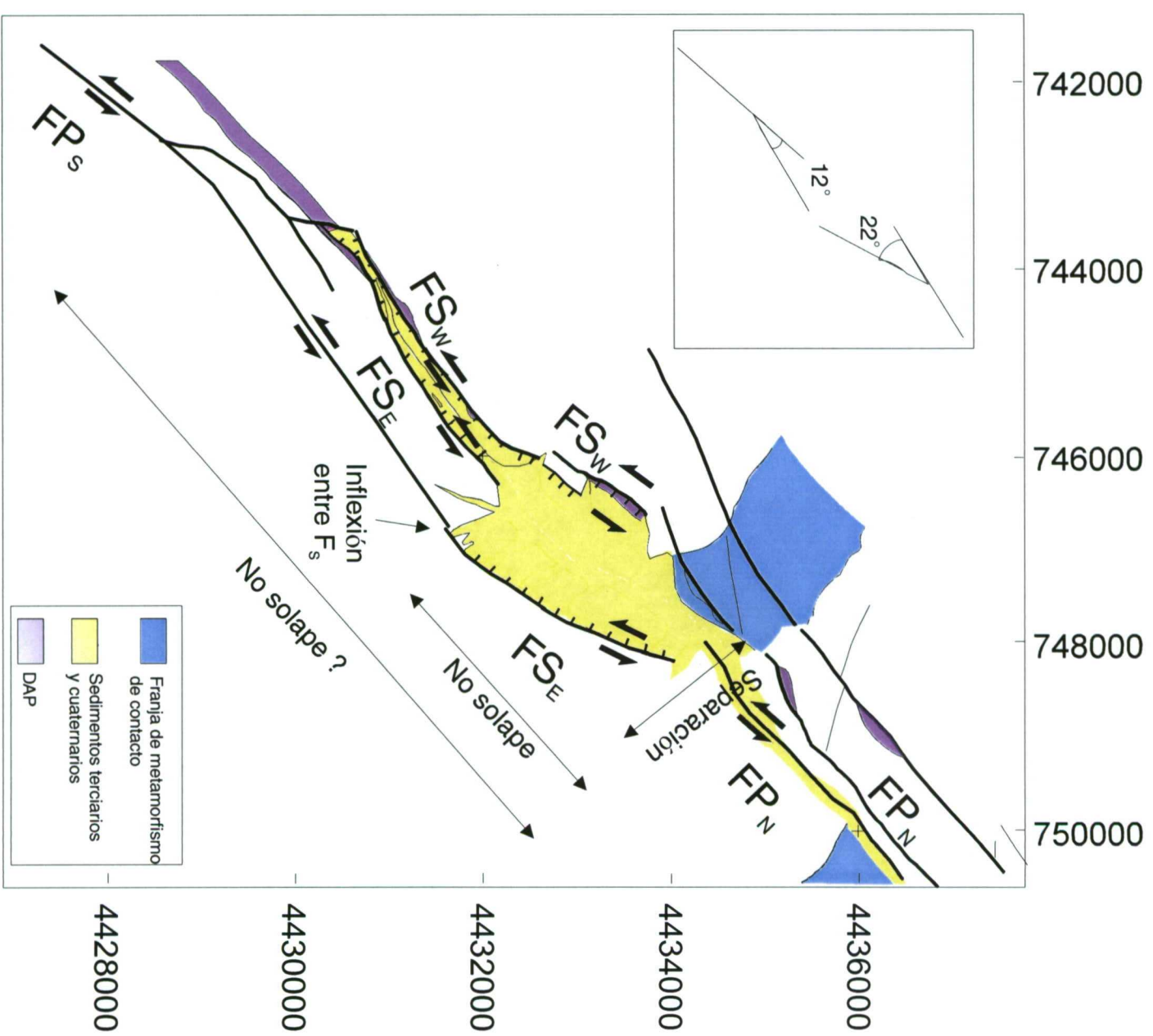
**Figura 4.8** Mapa geológico de la cuenca de Plasencia (cartografía original a escala 1:25.000).



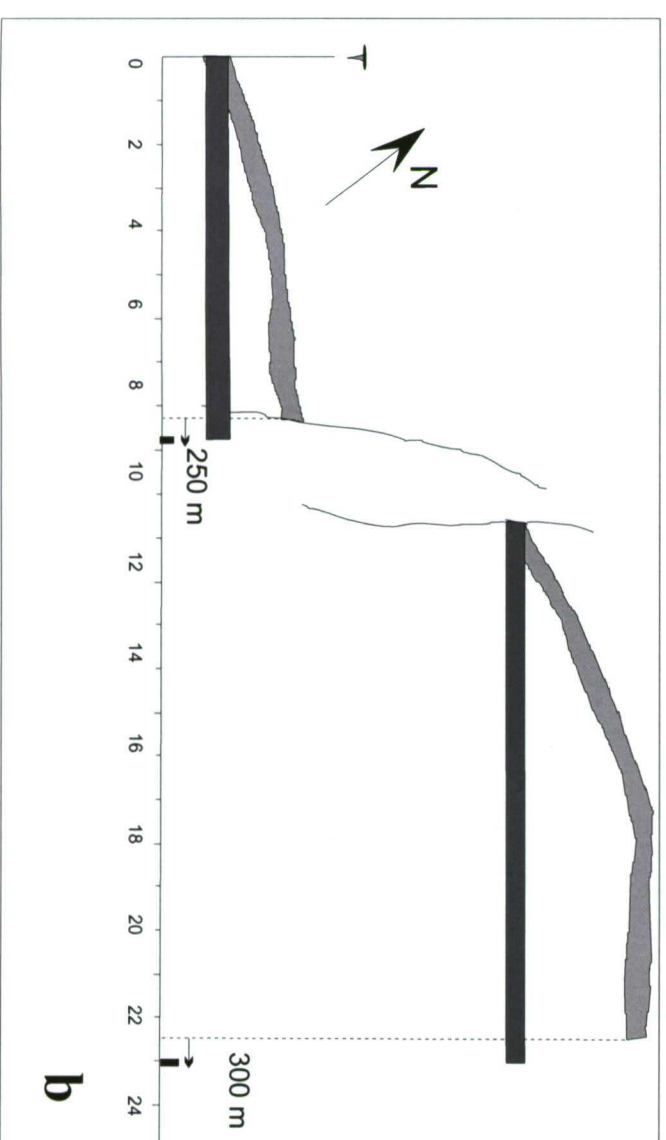
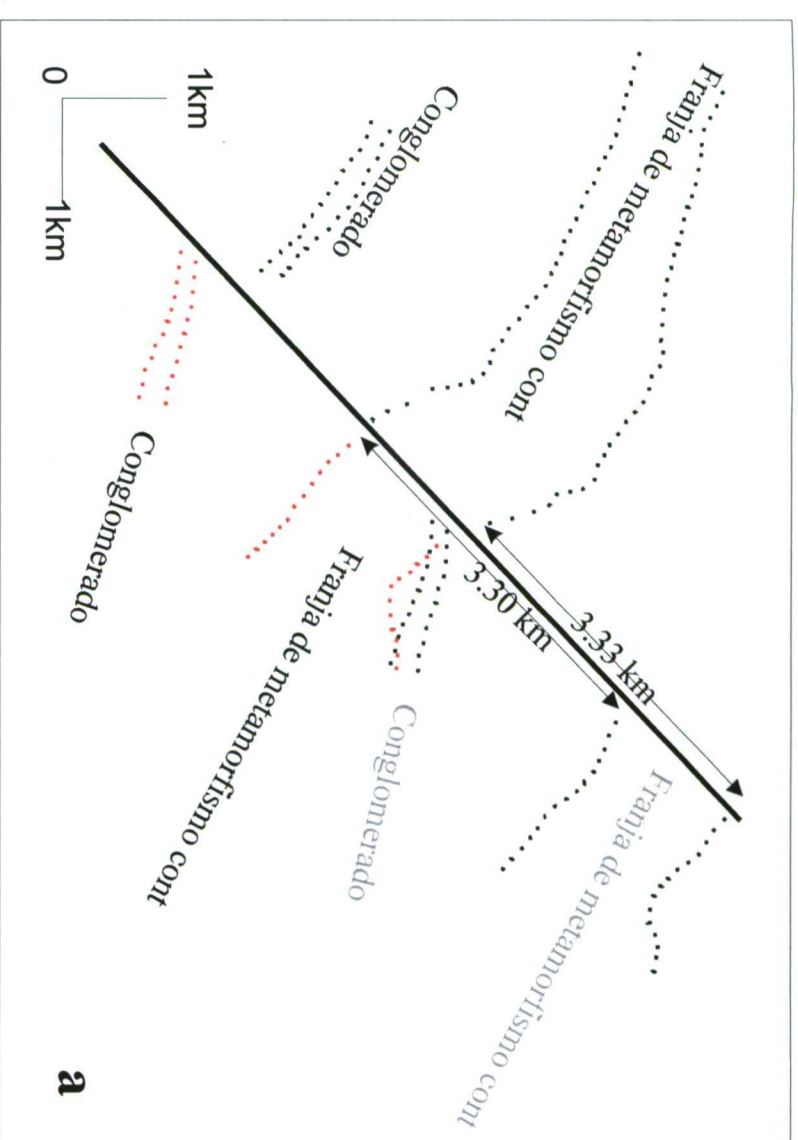
**Figura 4.9** El relleno sedimentario de la Cuenca de Plasencia







**Figura 4.10** Cinemática de las estructuras que forman la cuenca de Plasencia.  
DAP : Dique de Alentejo-Plasencia

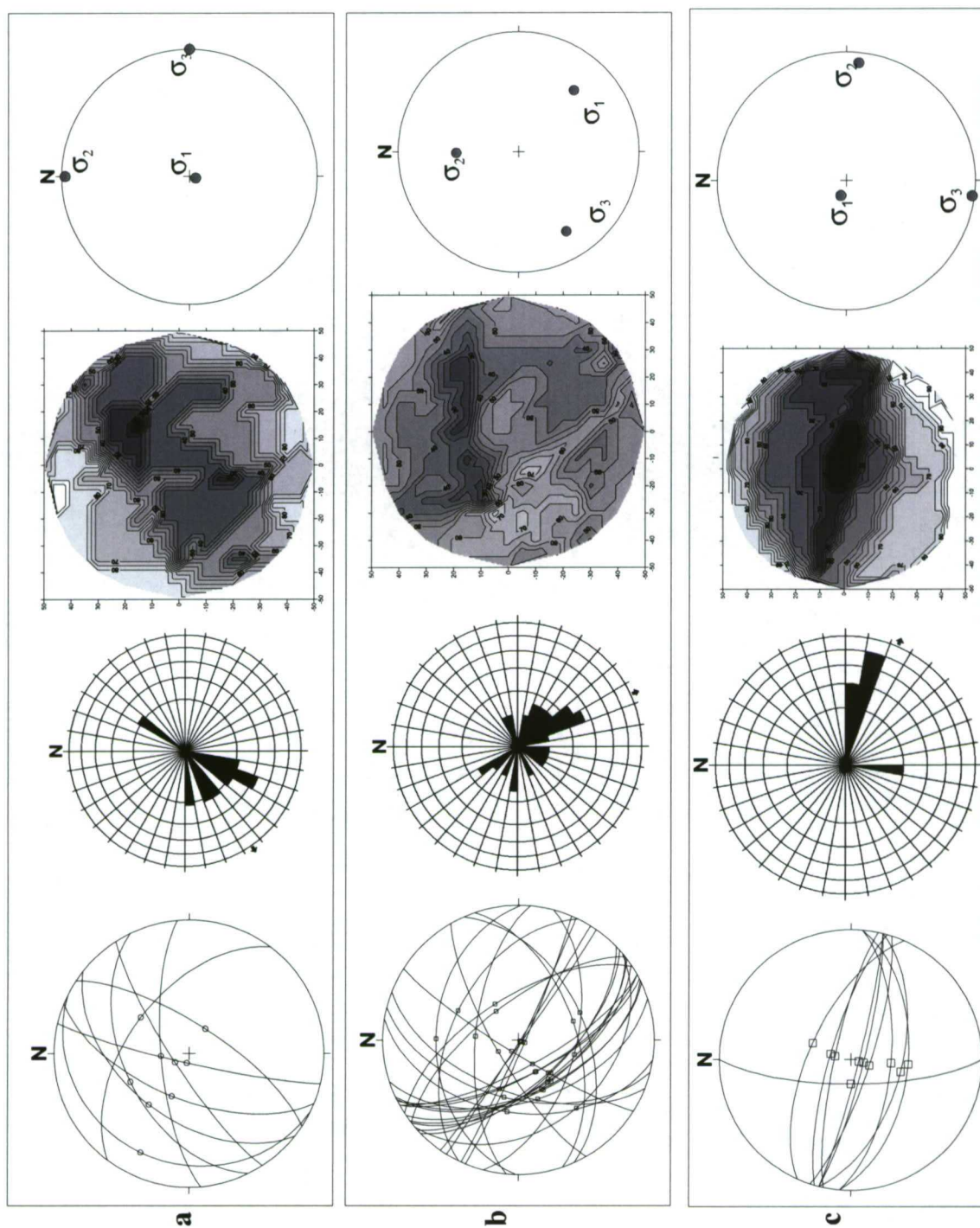


**Figura 4.11** Restauración de la deformación en el contacto entre las Pizarras precámbricas y el granito. a) Restauración de la deformación frágil. b) Restauración del pliegue de arrastre.



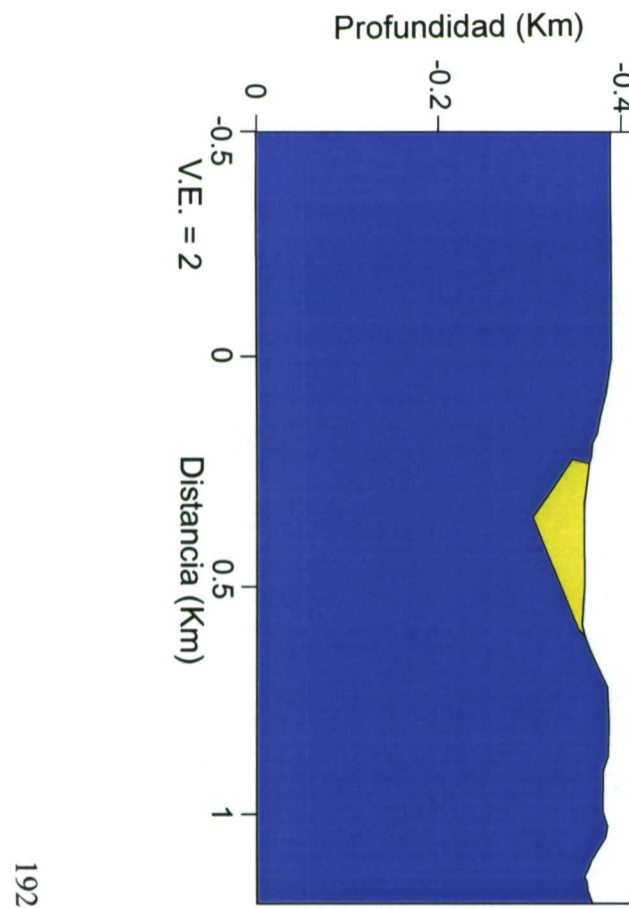
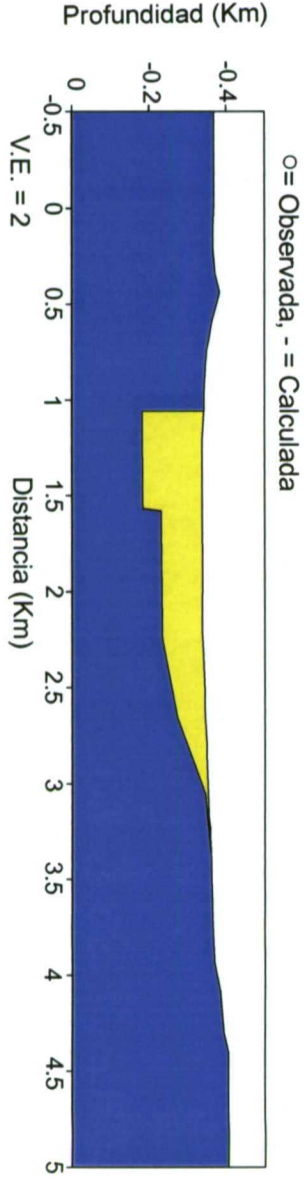
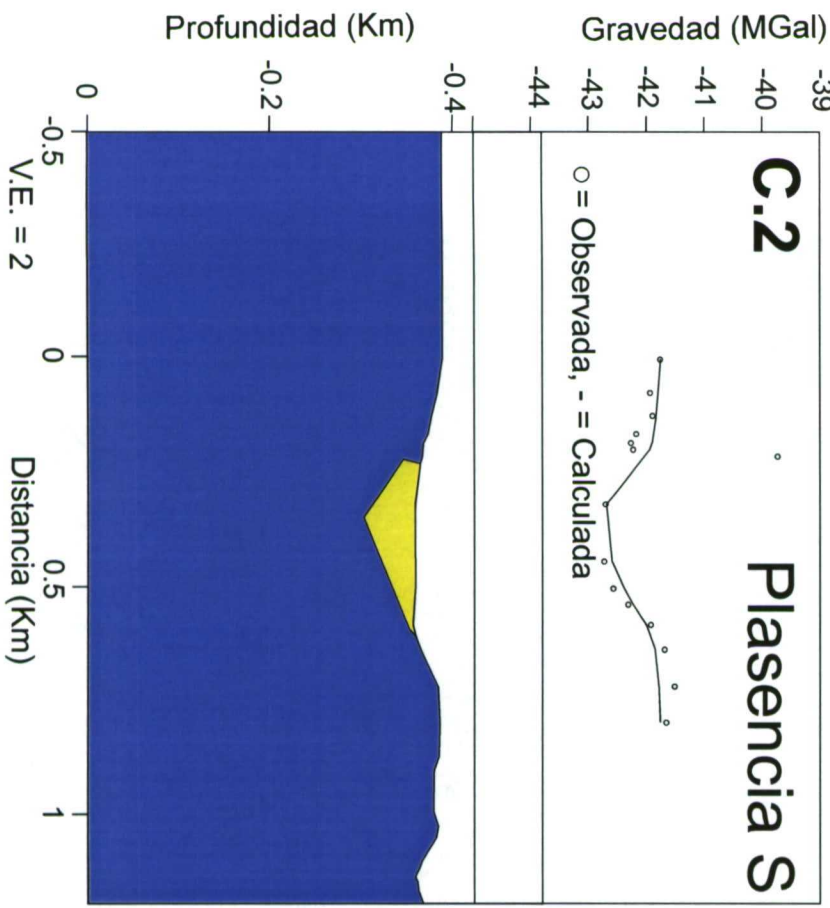
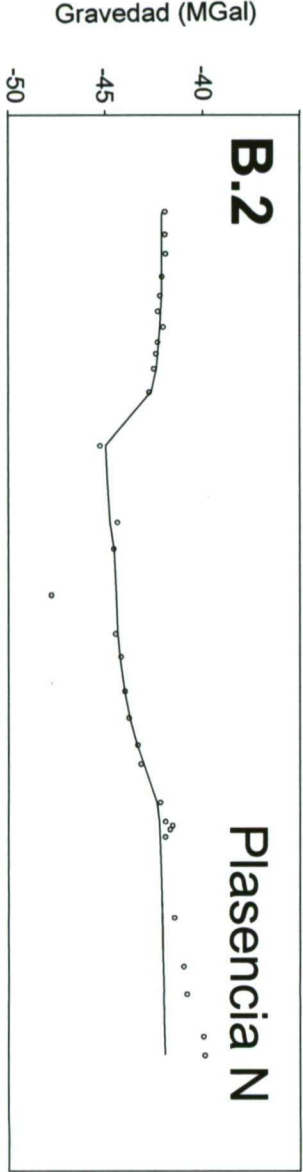
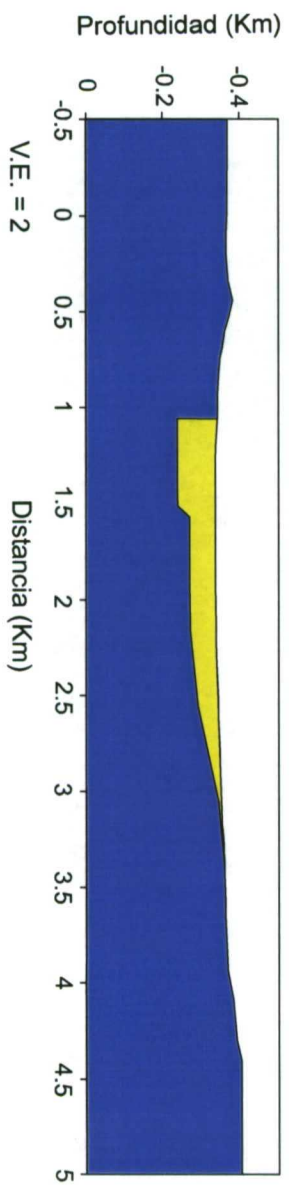
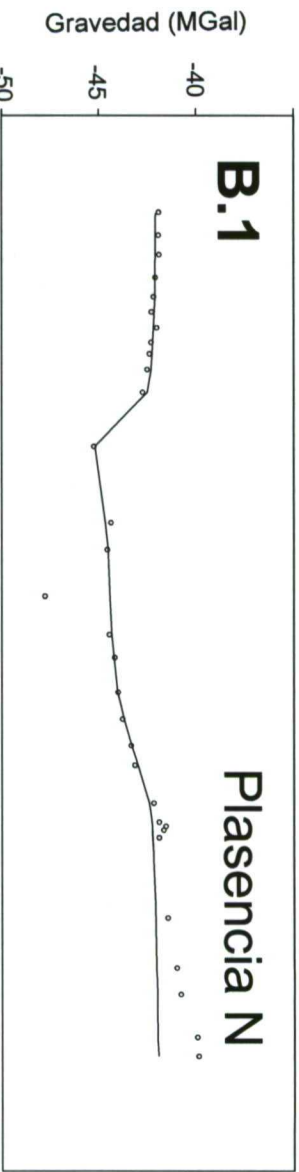
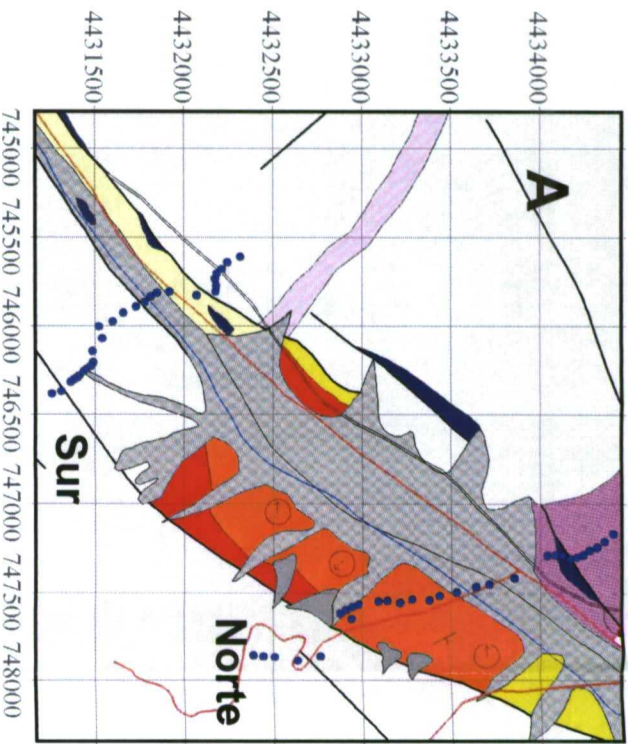




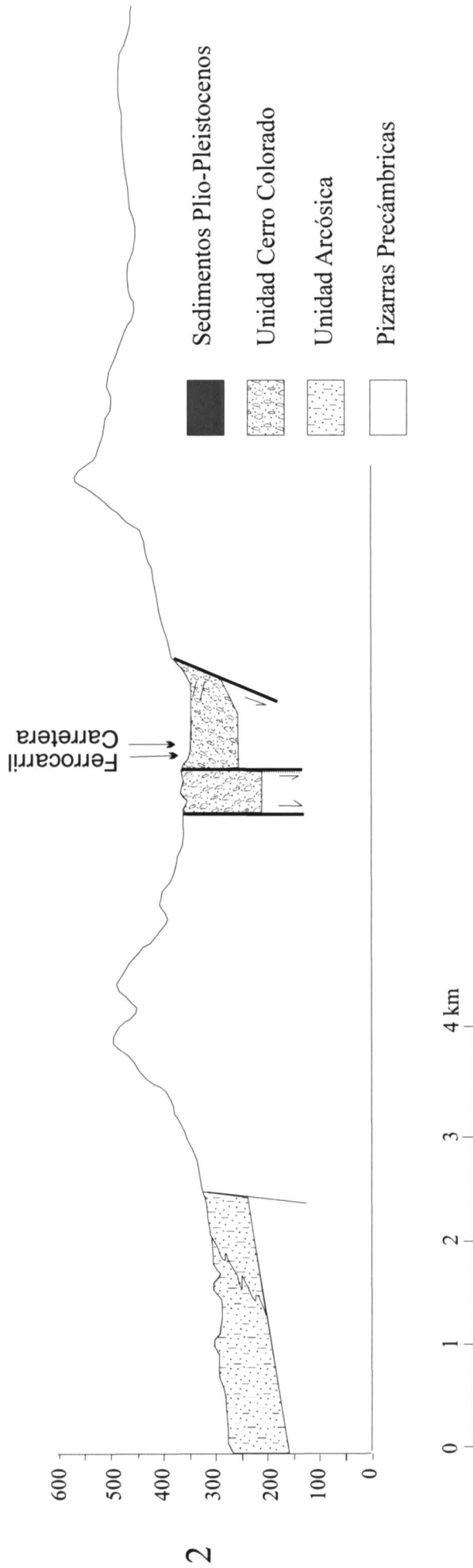


**Figura 4.13** Análisis poblacional de fallas en la Cuenca de Plasencia. Los tonos oscuros en el diagrama de diedros rectos representan el eje de compresión.

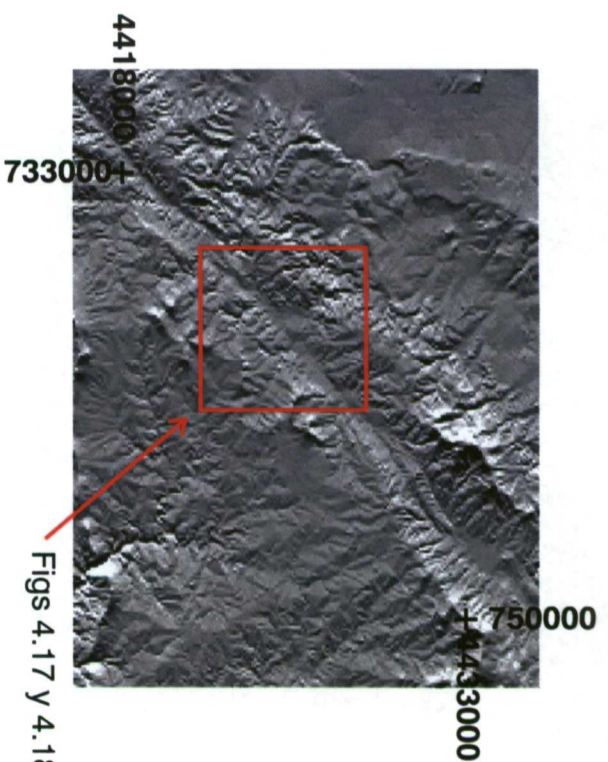
**Figura 4.14** Perfiles gravimétricos de la cuenca de Plasencia A) Localización de los perfiles (puntos=estaciones de medida). B) Gravimetría del perfil Plasencia Norte. B.1) Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 1,9 gr/cc. B.2) Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 2,2 gr/cc. C) Gravimetría del perfil Plasencia Sur. C.1) Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 1,9 gr/cc. C.2) Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 2,2 gr/cc. Amarillo: sedimentos terciarios; Morado: Pizarras precámbricas (2,74 gr/cc).







**Figura 4.15** Corte geológico de la cuenca de Plasencia



Figs 4.17 y 4.18

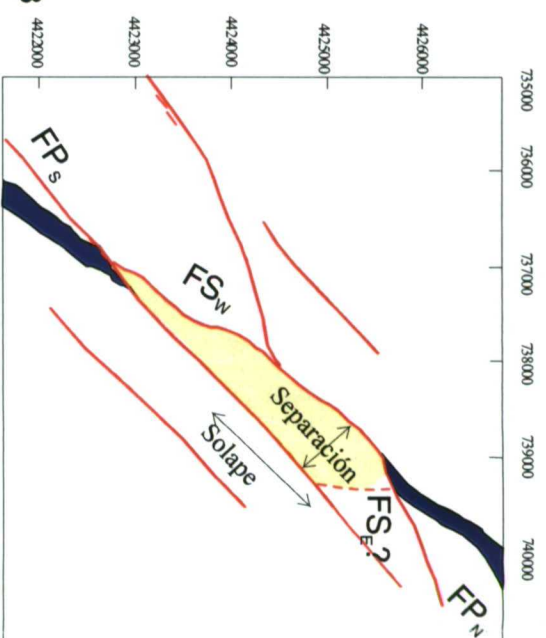


Figura 4.16 Modelo digital del terreno del área de la cuenca de Moro.

Figura 4.18 Cinemática de las estructuras que forman la cuenca de Moro.

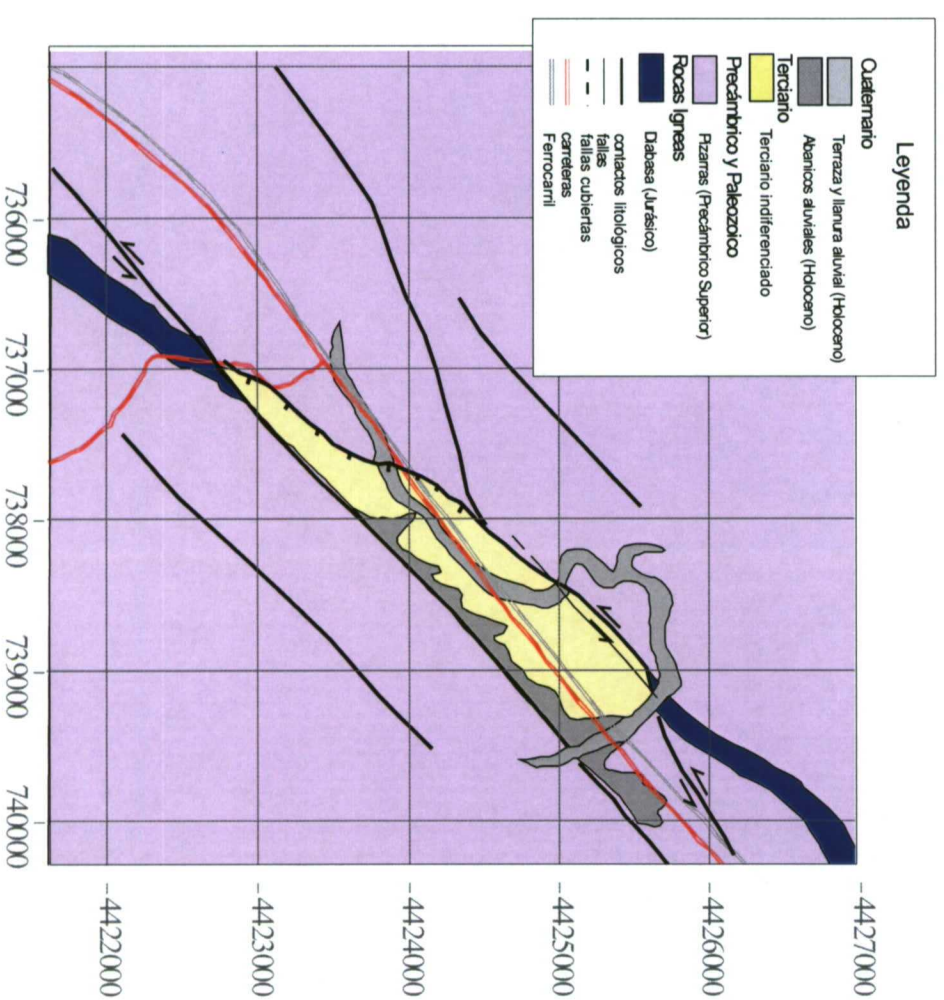


Figura 4.17. Mapa geológico de la cuenca de Moro

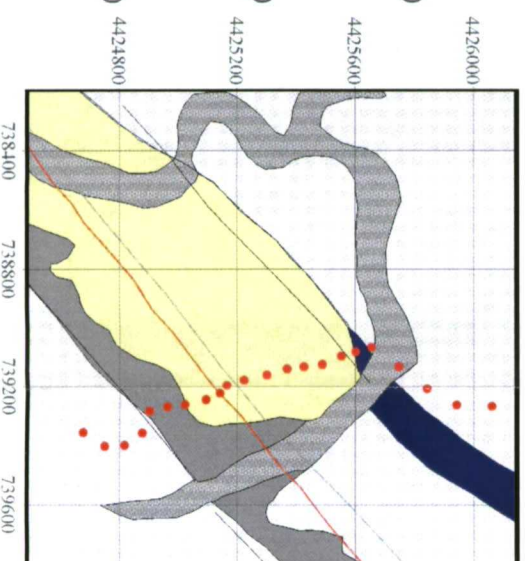


Figura 4.19 Situación del perfil gravimétrico perpendicular a la FAP en la cuenca de Moro.

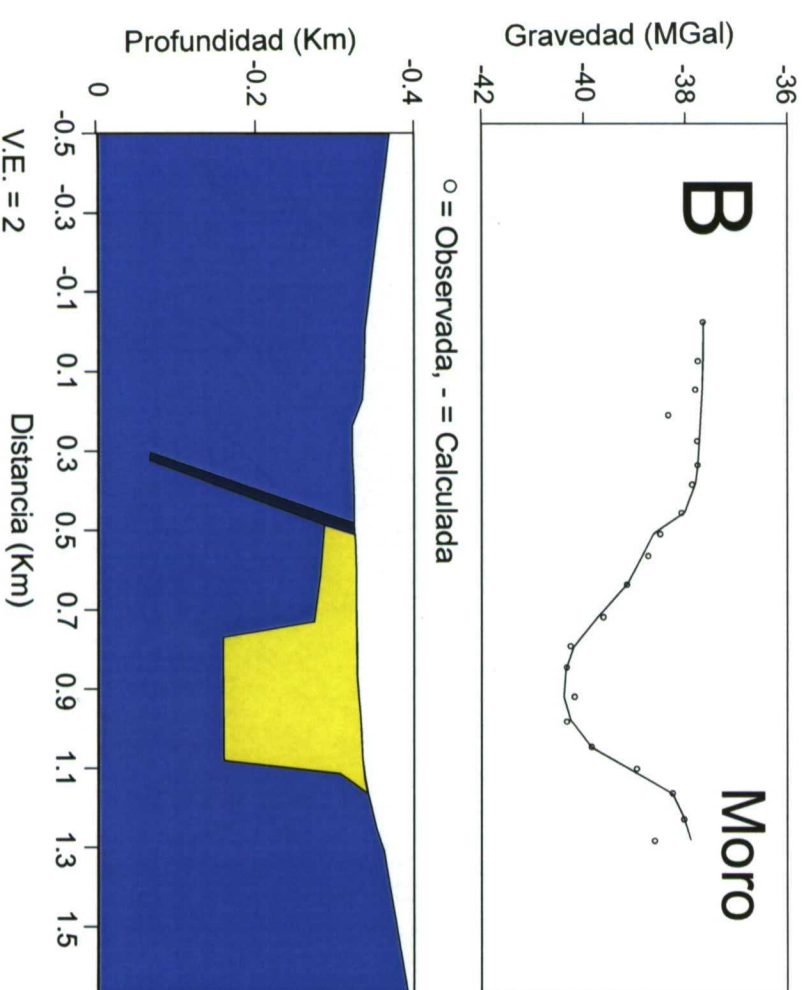
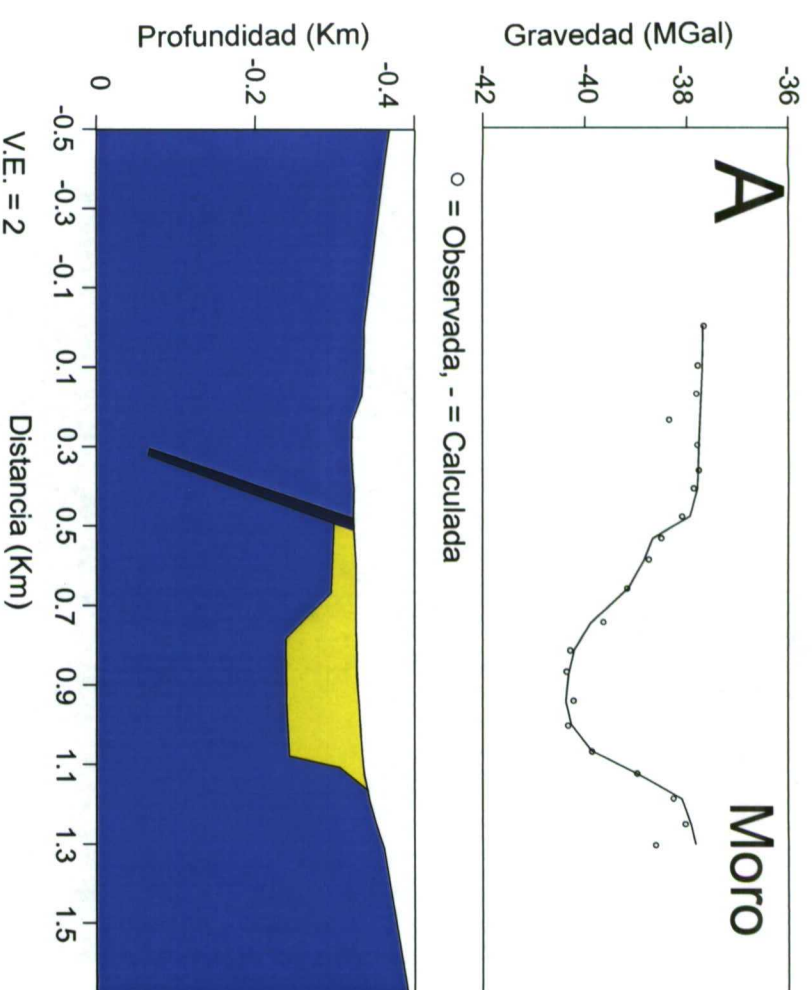
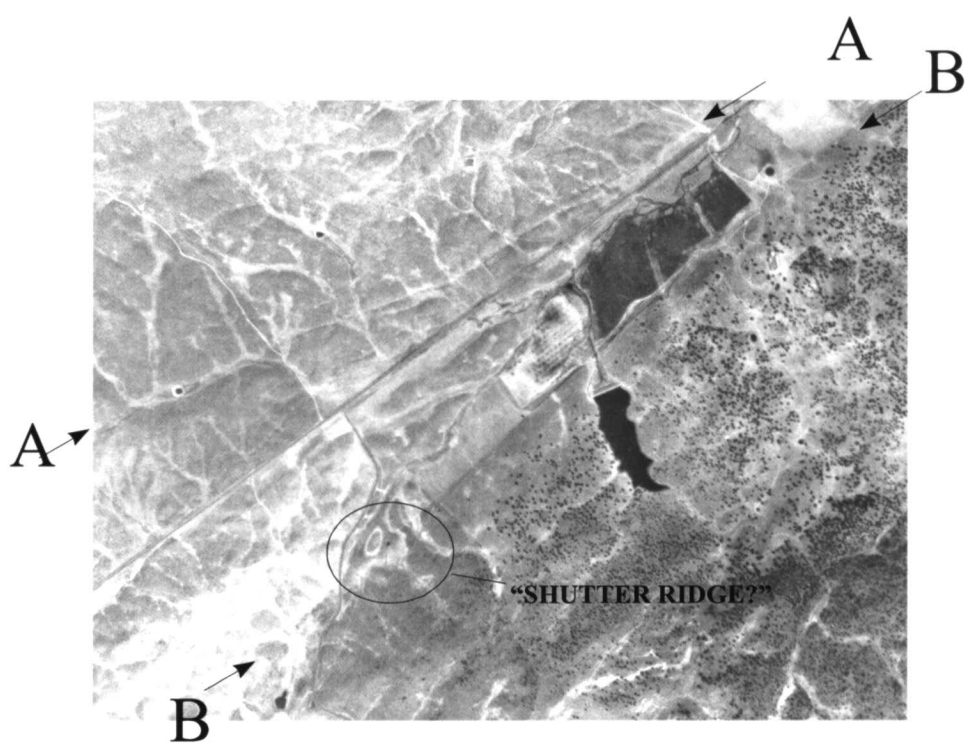


Figura 4.20 Gravimetría de un perfil perpendicular a la FAP en la cuenca de Moro. A) Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 1.9 gr/cc.; B) Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 2.2 gr/cc. Situación del perfil en la Figura 4.19. Amarillo: sedimentos terciarios Morado: Pizarras precámbricas (2.74 gr/cc); Azul: Dique (2.78 gr/cc).



**Figura 4.21** Escarpes de falla de aspecto reciente (vuelo nacional 1:30.000, 1985 H.M.N. 622, pasada K, n.00012)



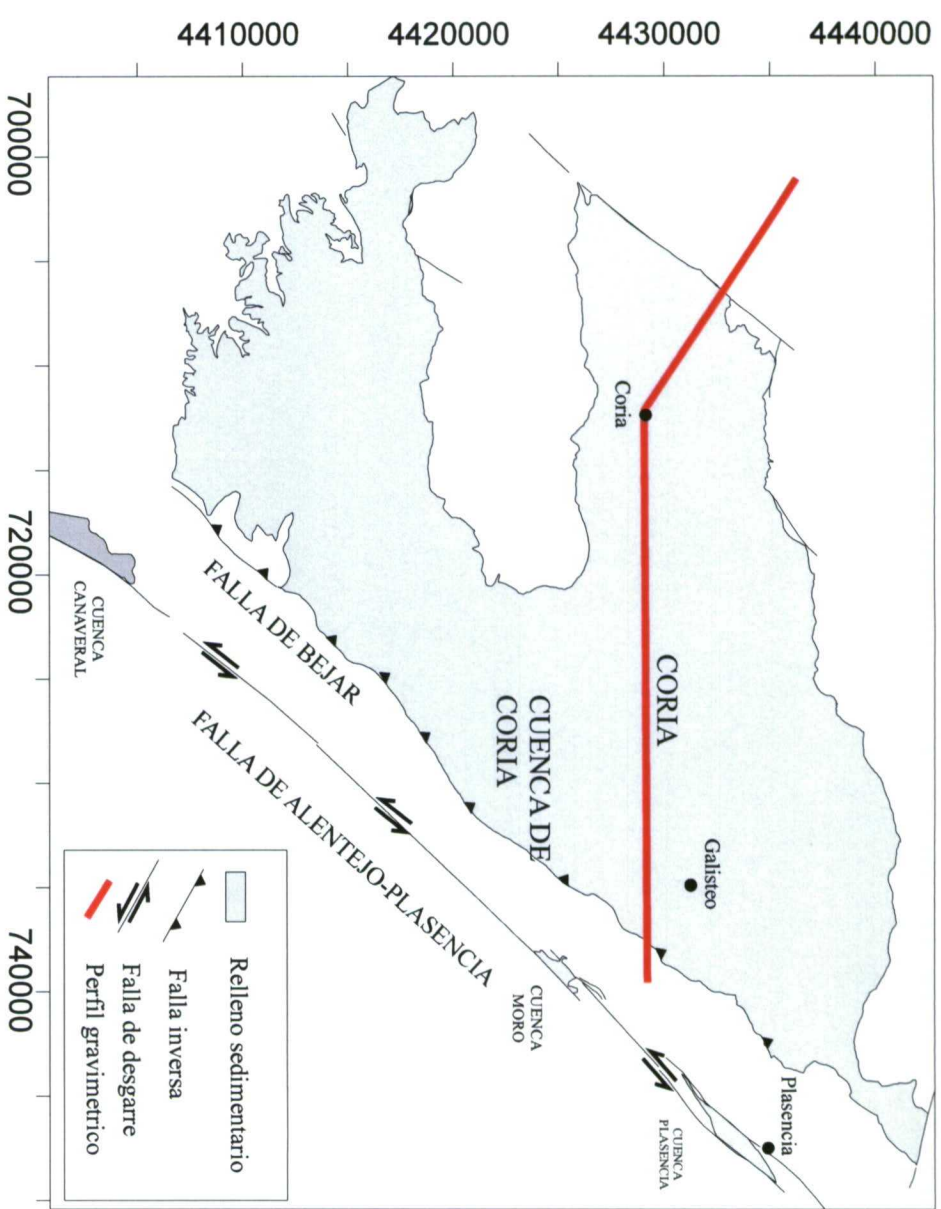
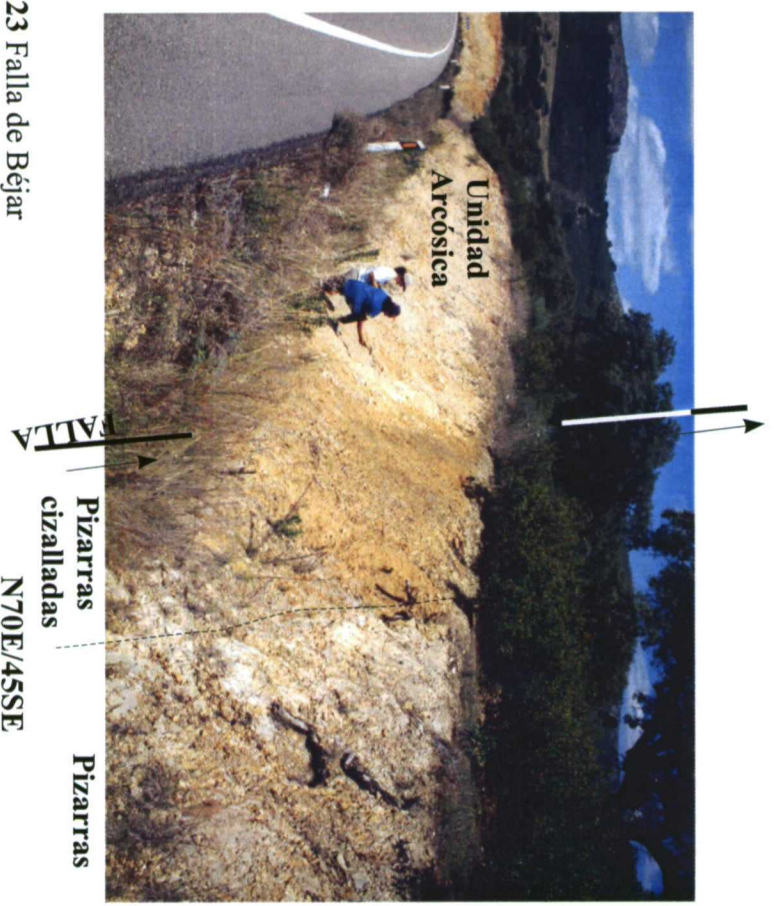
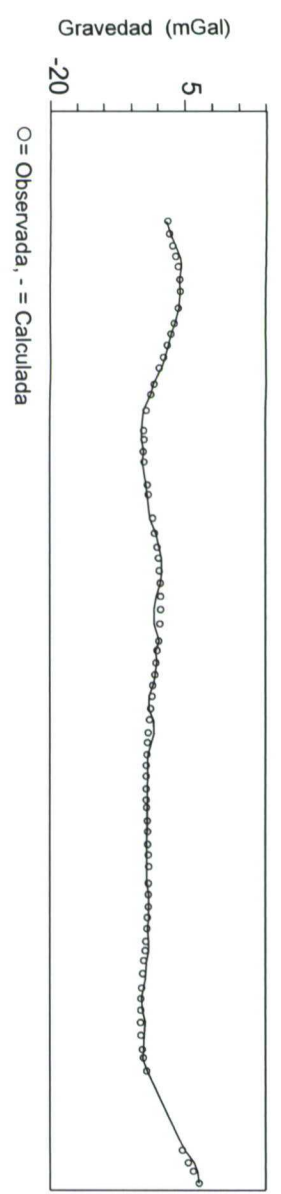


Figura 4.22 Esquema tectónico de la Cuenca de Coria. Situación del perfil gravimétrico.

Figura 4.23 Falla de Béjar



## Coria (a)



## Coria (b)

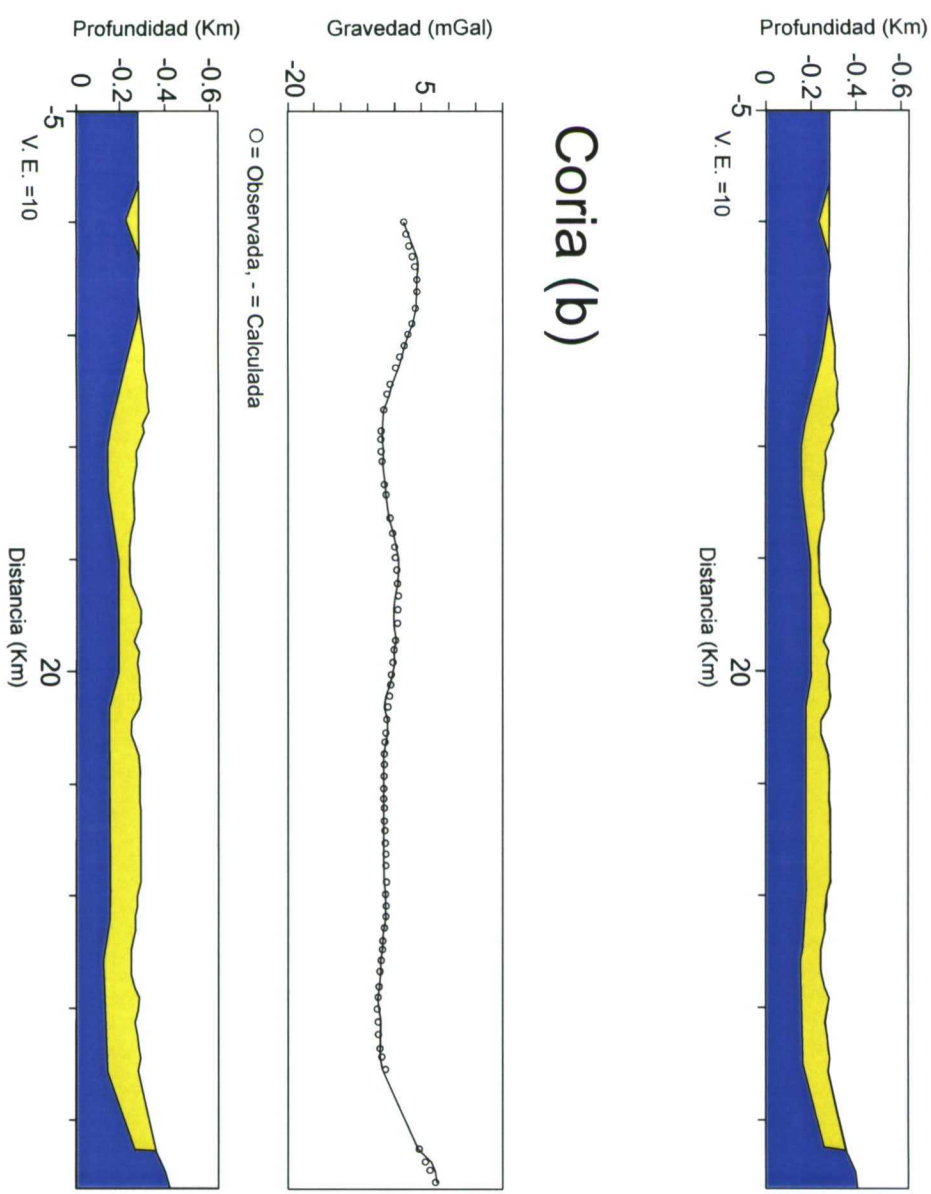
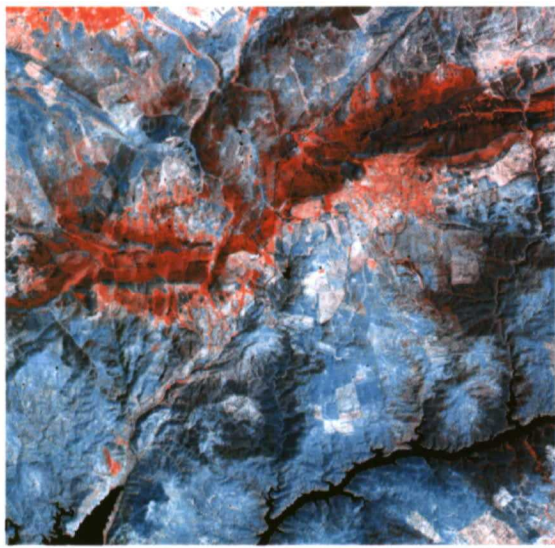
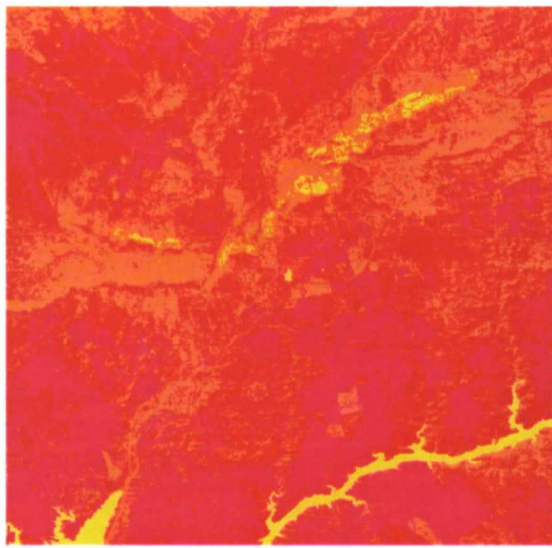


Figura 4.24 Gravimetría de un perfil E-W atravesando la cuenca de Coria. A) Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 1.9 gr/cc.; B) interpretación geológica con densidad de sedimentos de 2,2 gr/cc. Localización del perfil en la Figura 4.22. Amarillo: sedimentos terciarios. Morado: Pizarras precámbricas (2,74 gr/cc).

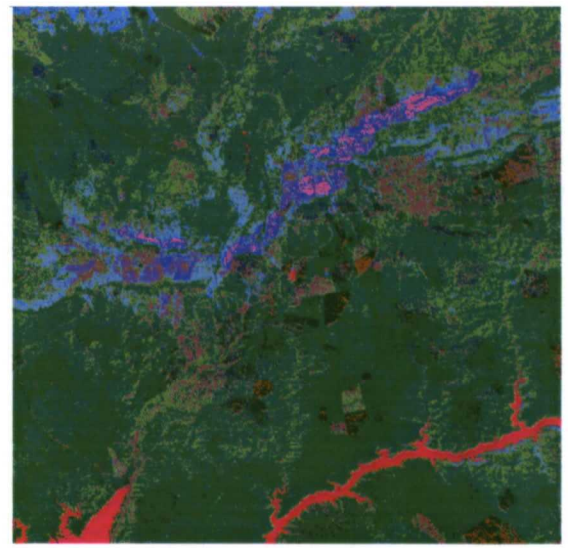




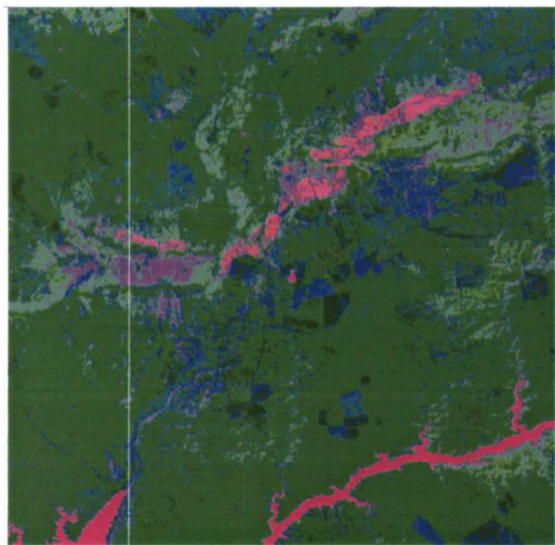
7-4-5



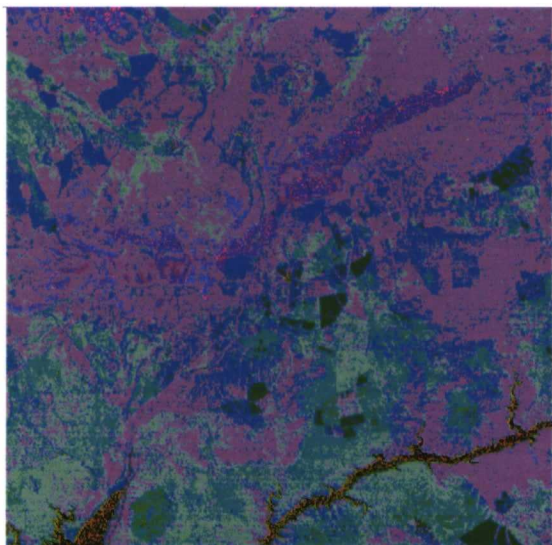
5/4-3/1-3/7



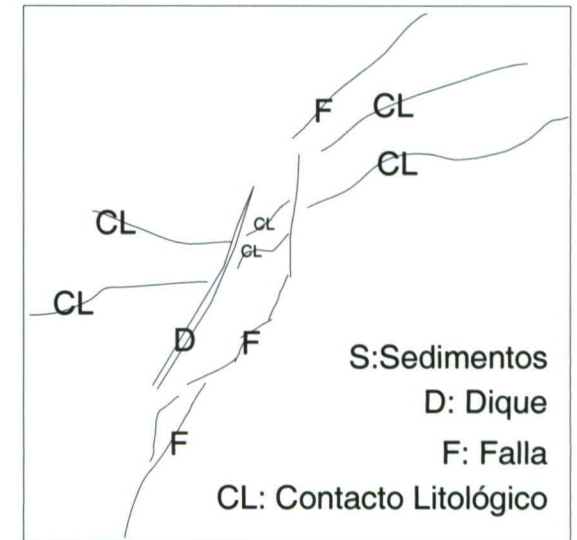
4/7-3/7-5/3



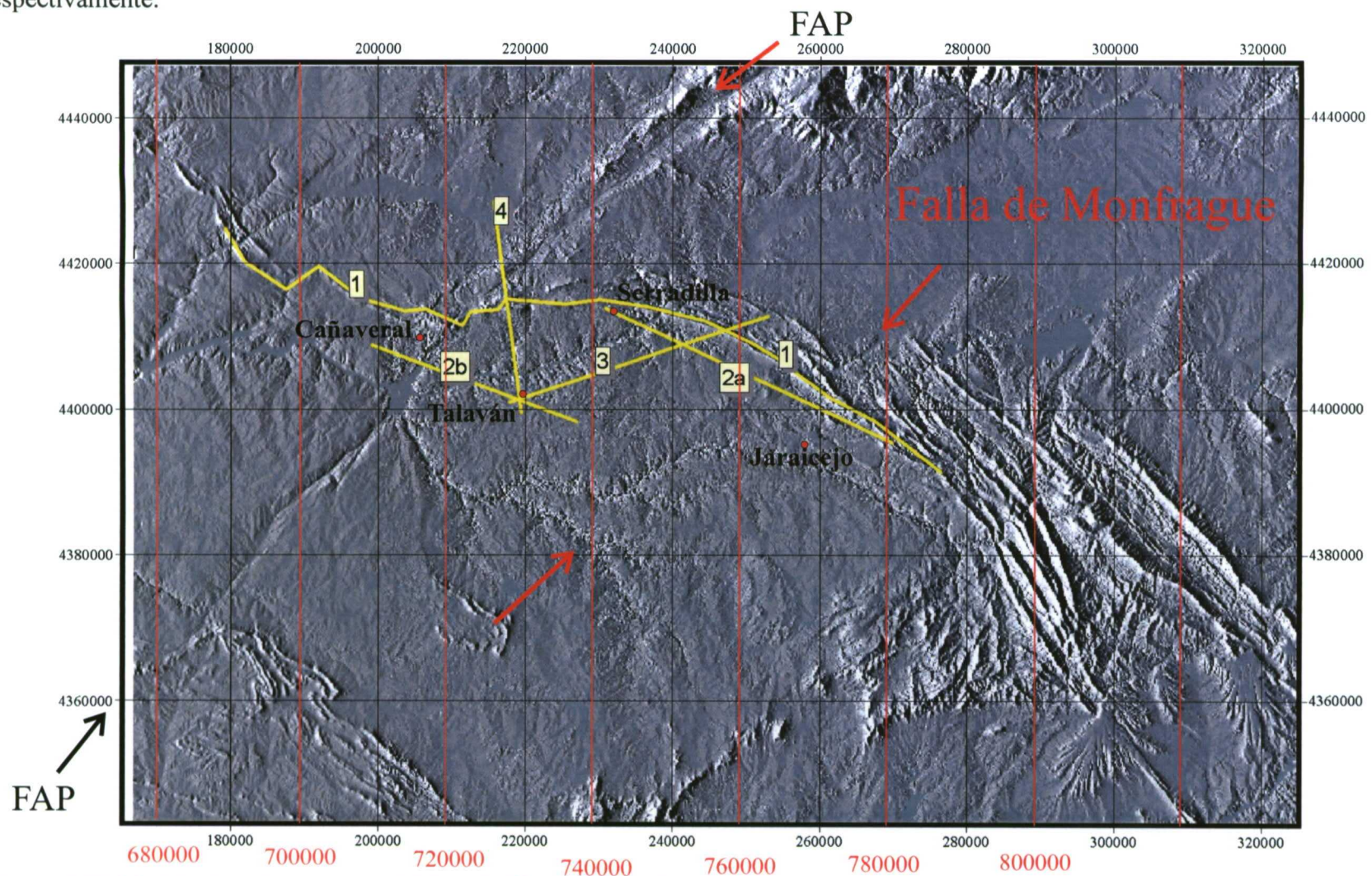
3/7-2/7-5/3



4/3-5/7-5/4

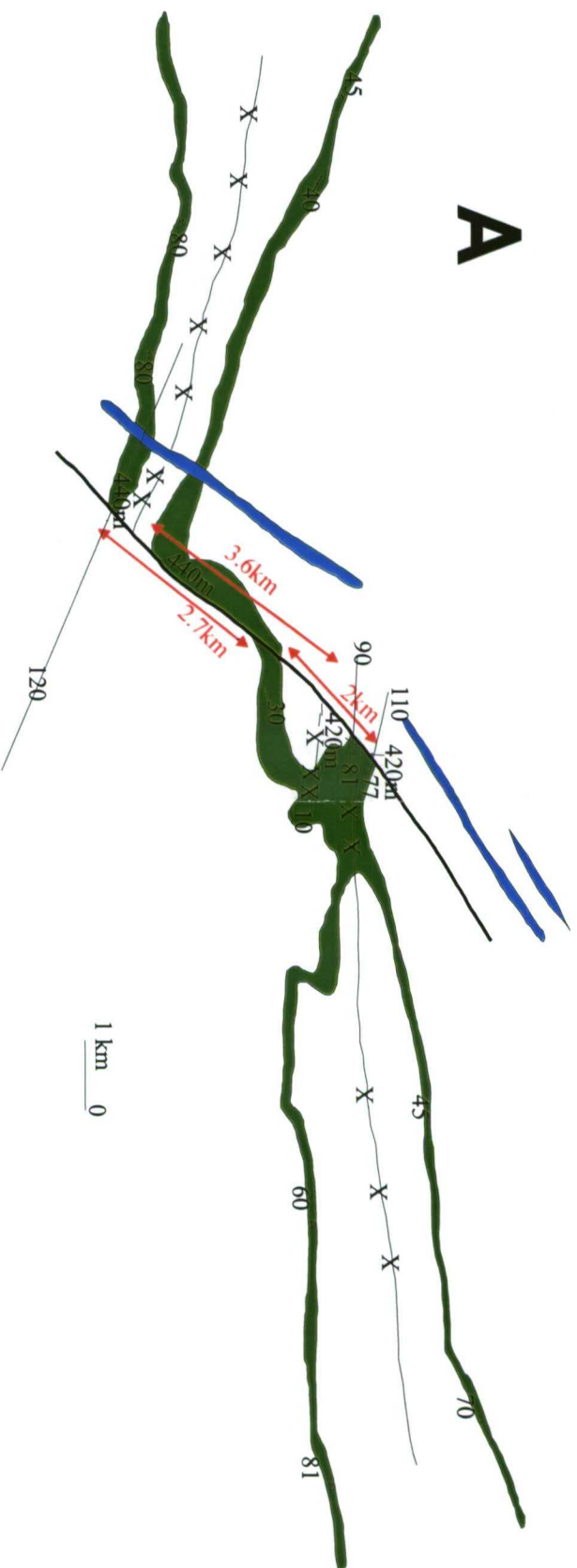


**Figura 4.25** Imágenes de satélite del área del Puerto de los Castaños. Los números corresponden a combinaciones en azul, rojo y verde, respectivamente.



**Figura 4.26** Modelo digital del terreno del área del Puerto de los Castaños (SGE, 1997). Localización de los perfiles topográficos de la Figura 4.28.





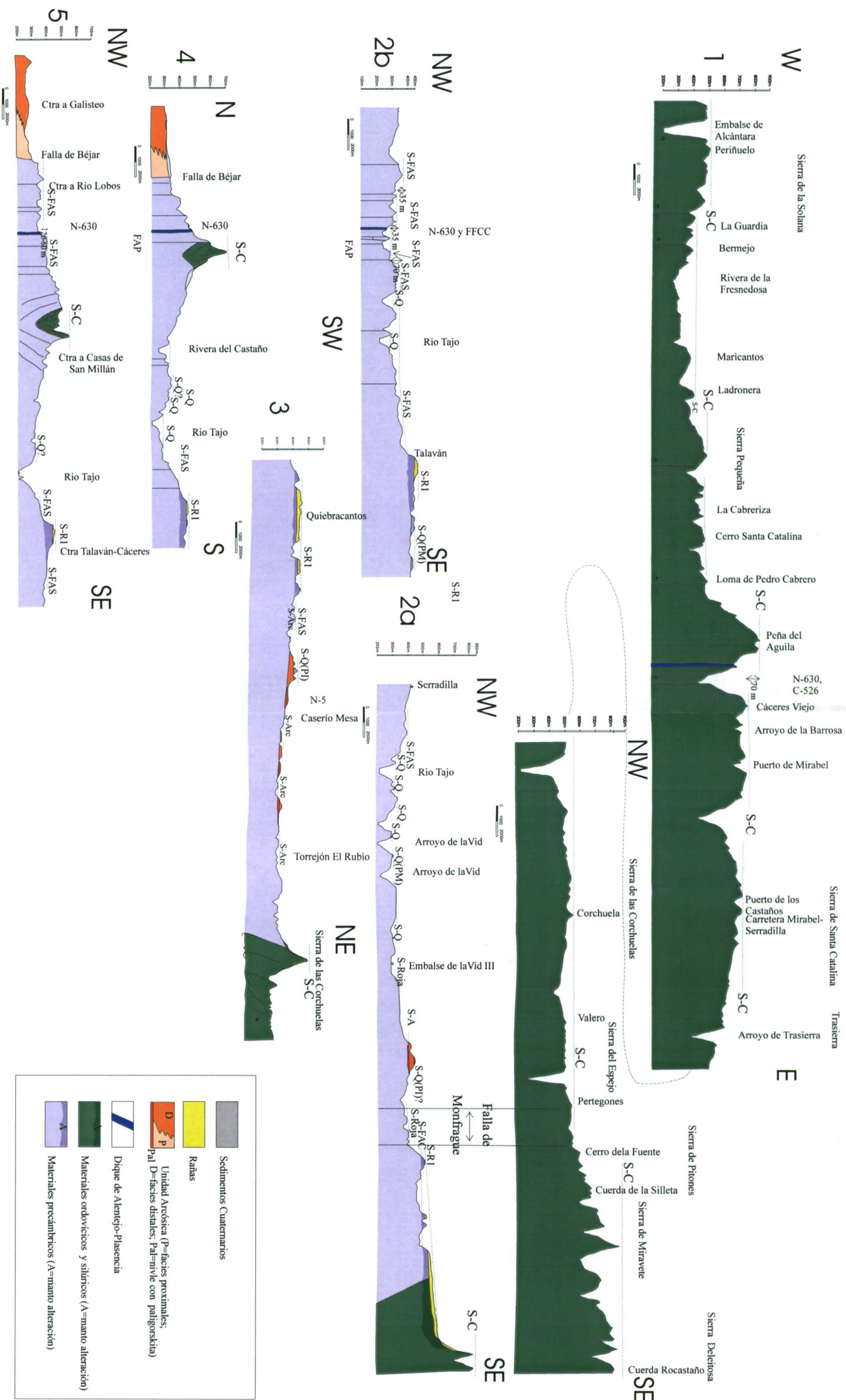
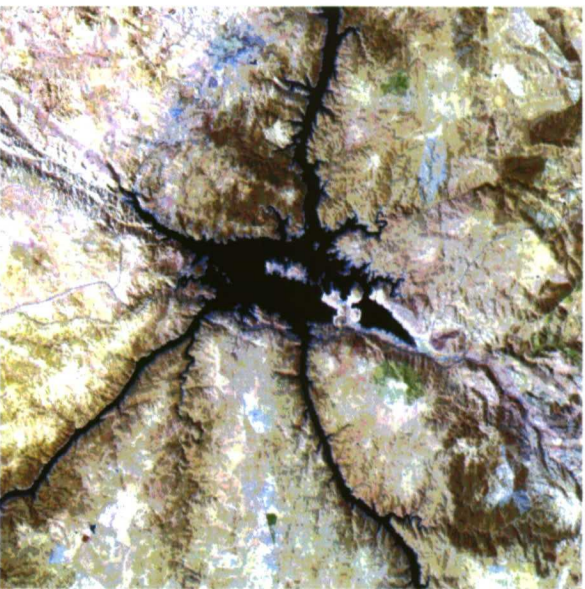
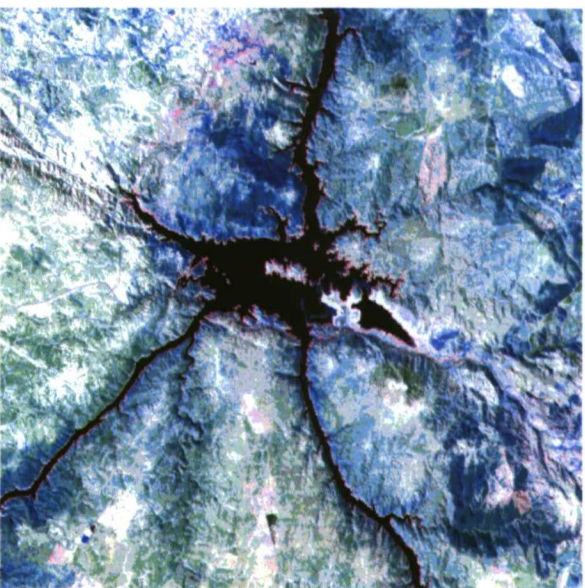


Figura 4.28 Cortes geológicos y perfiles topográficos de la Cuenca de Talaván.

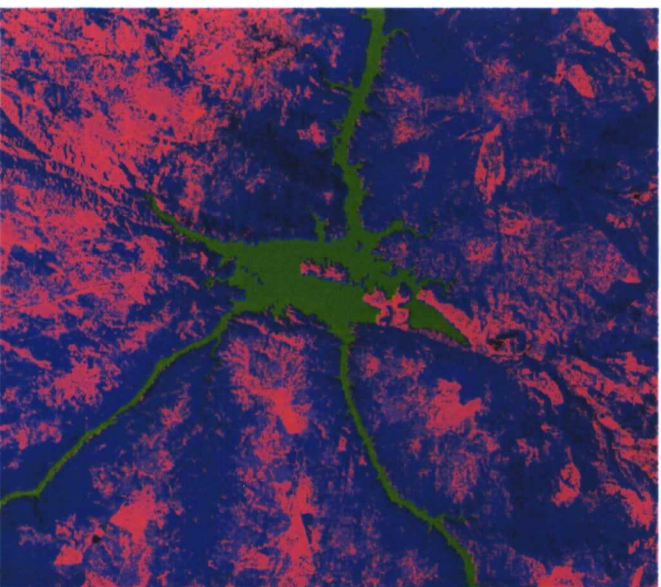




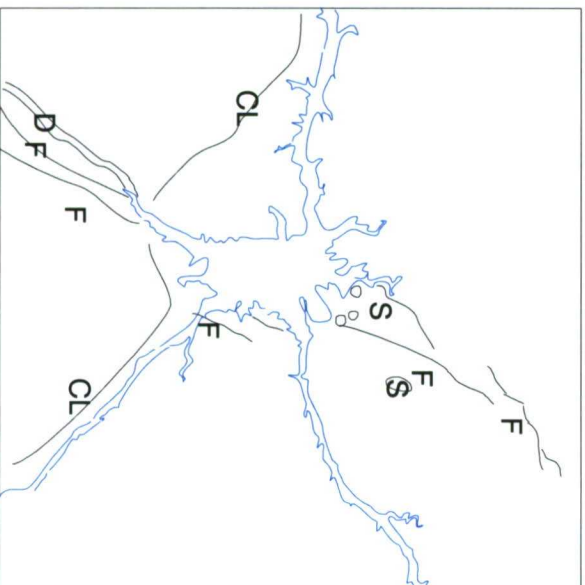
3-5-7



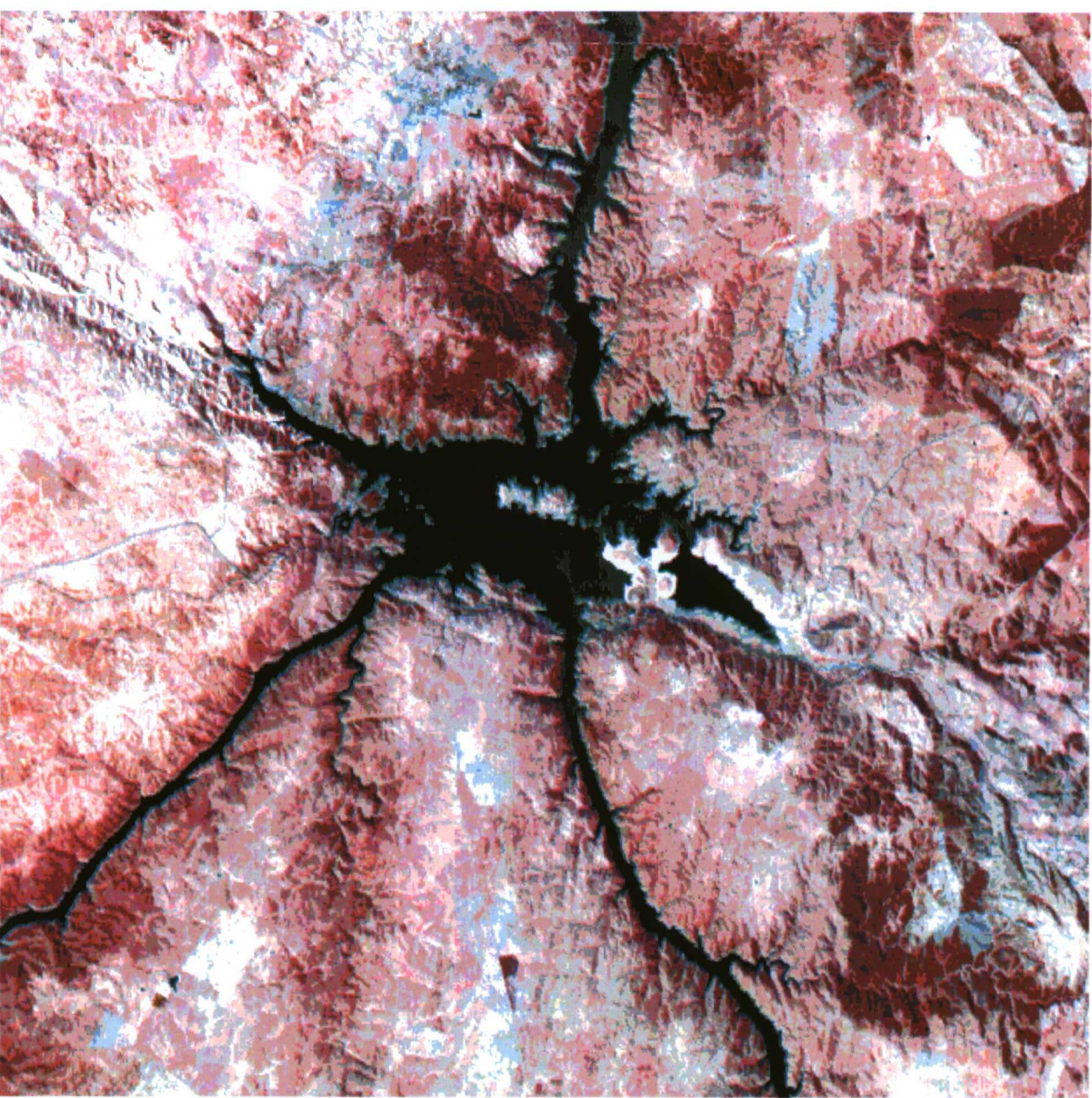
4-3-5



5/4-3/1-3/7



CL: Contacto Litológico  
F: Falla  
S: Sedimentos  
D: Dique

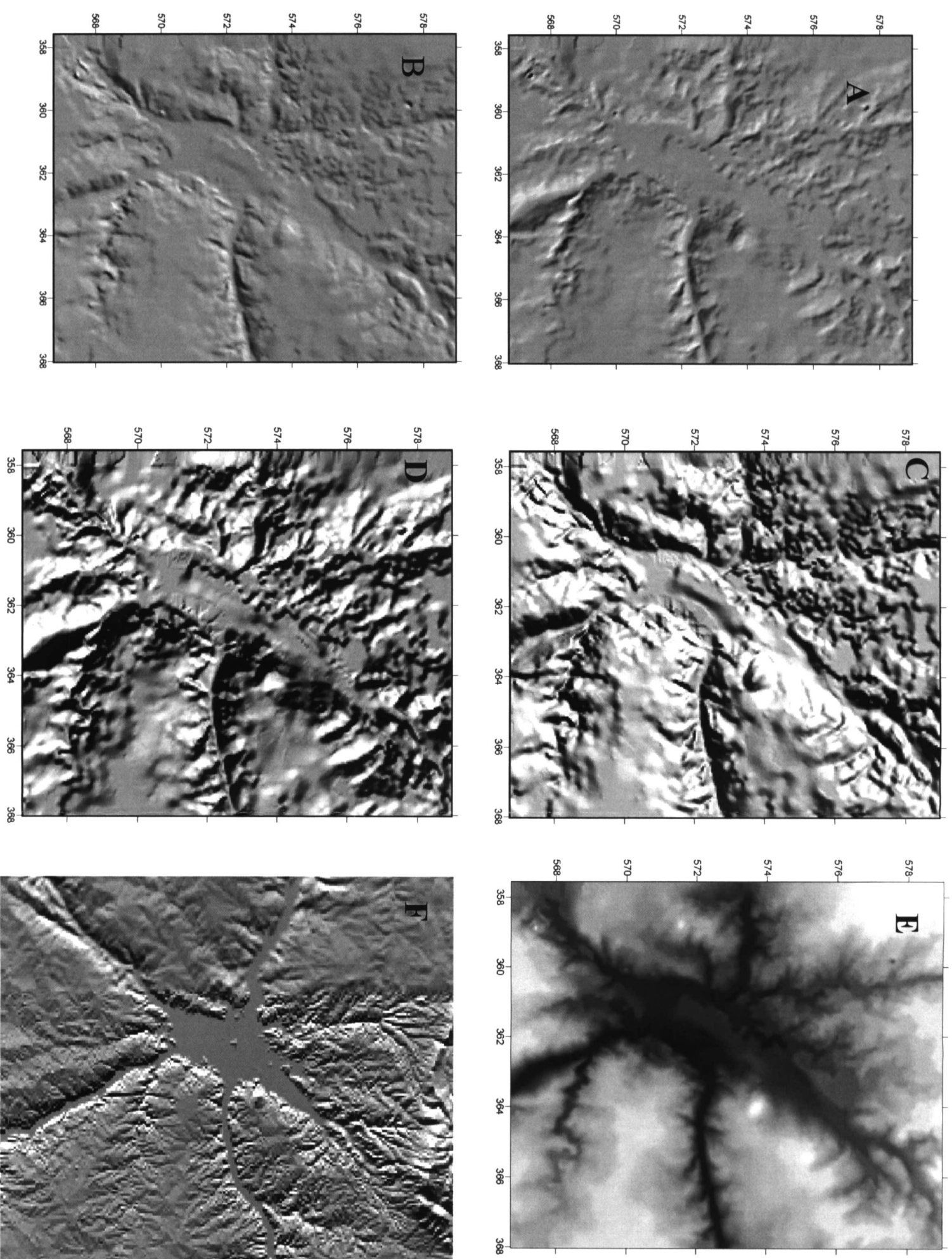


3-5-2

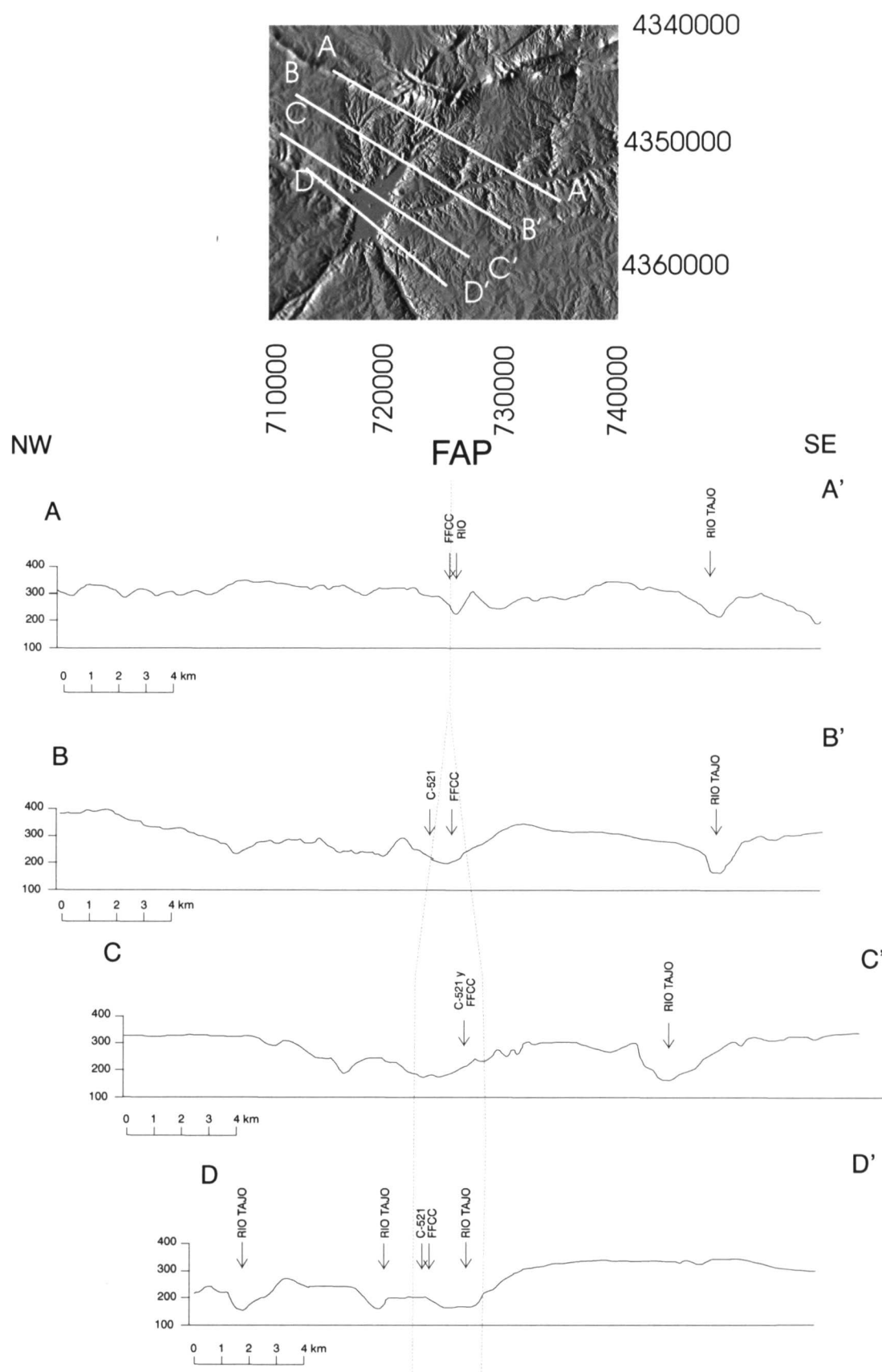
0 2km  
escala aproximada

**Figura 4.29** Imágenes de satélite del área de la cuenca de Cañaverall. Los números corresponden a combinaciones de bandas Landsat en azul, rojo y verde, respectivamente. Imagen no georeferenciada.



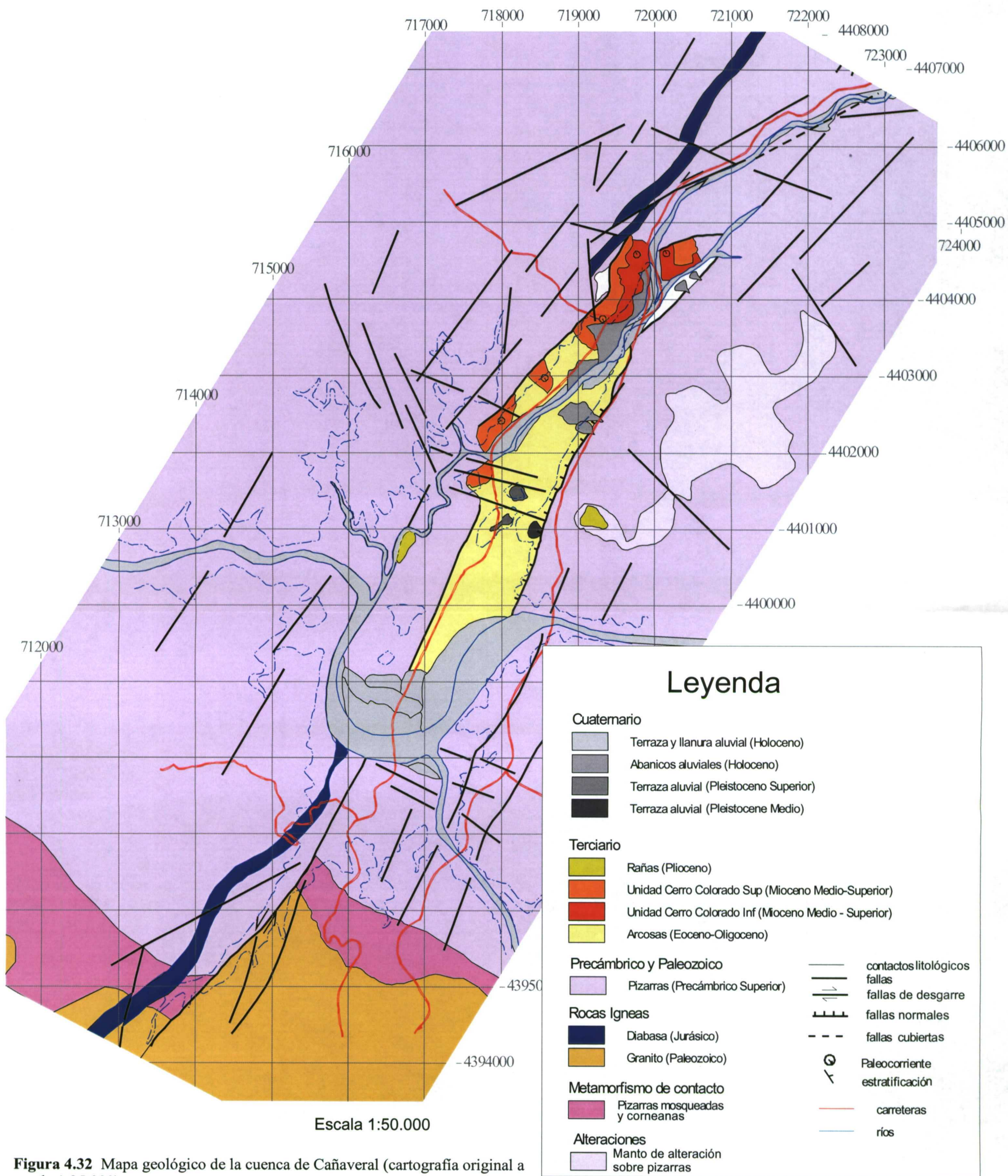


**Figura 4.30** Modelo digital del terreno en el área de Cañaveral. A, B, C y D: digitalizados del mapa topográfico 1:50.00 del SGE del año 1965 (Proyección Lambert). A y B: mapas sombreados desde el NE y NW, respectivamente, y sin exageración vertical. C y D: mapas sombreados desde el NE y NW, respectivamente, con una exageración vertical de un factor de 6. E muestra la imagen con elevaciones coloreadas en tonos grises. F es MDT del SEG (1997).



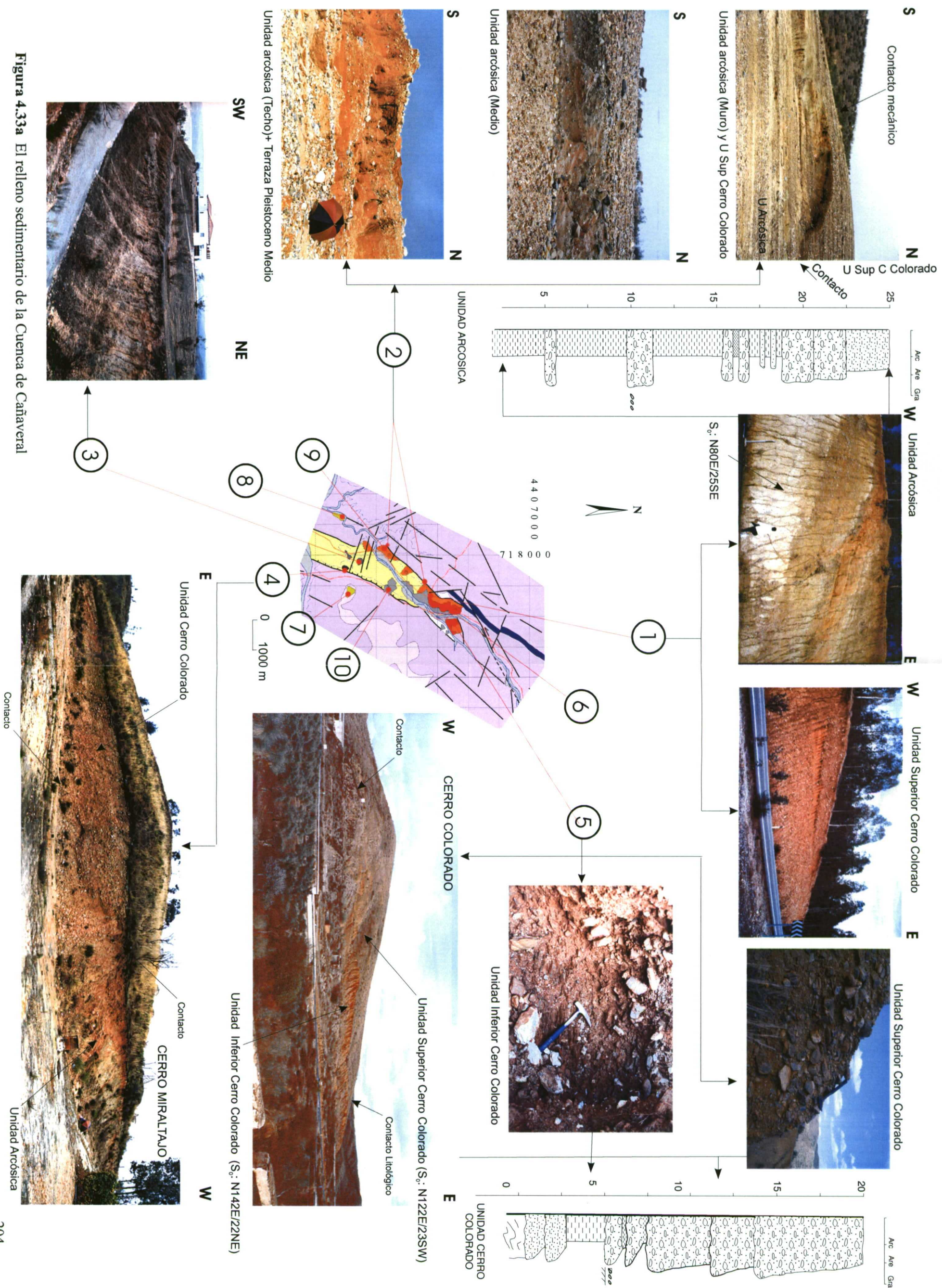
**Figura 4.31** Perfiles topográficos perpendiculares al eje principal de la Cuenca pull-apart de Cañaveral (mapa topográfico del SGE, 1965). FAP: localización aproximada de la Falla de Alentejo-Plasencia.



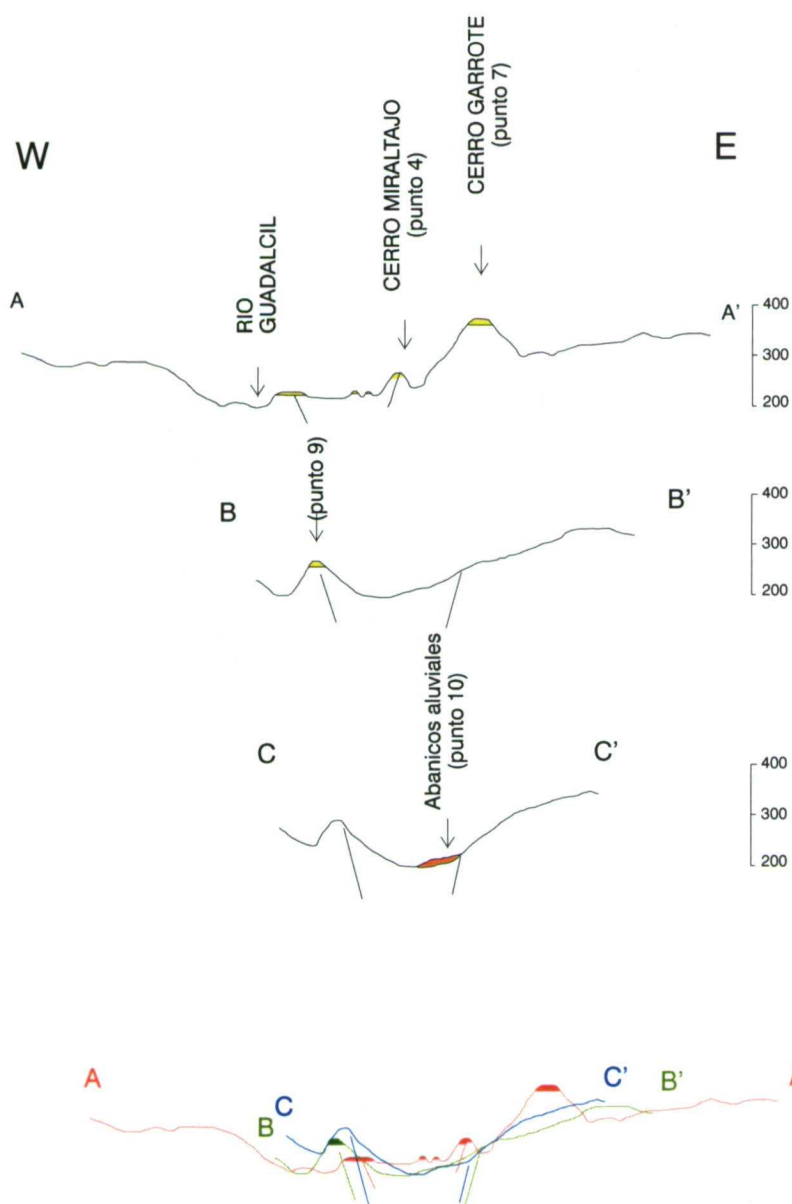


**Figura 4.32** Mapa geológico de la cuenca de Cañaveral (cartografía original a escala 1:25.000).

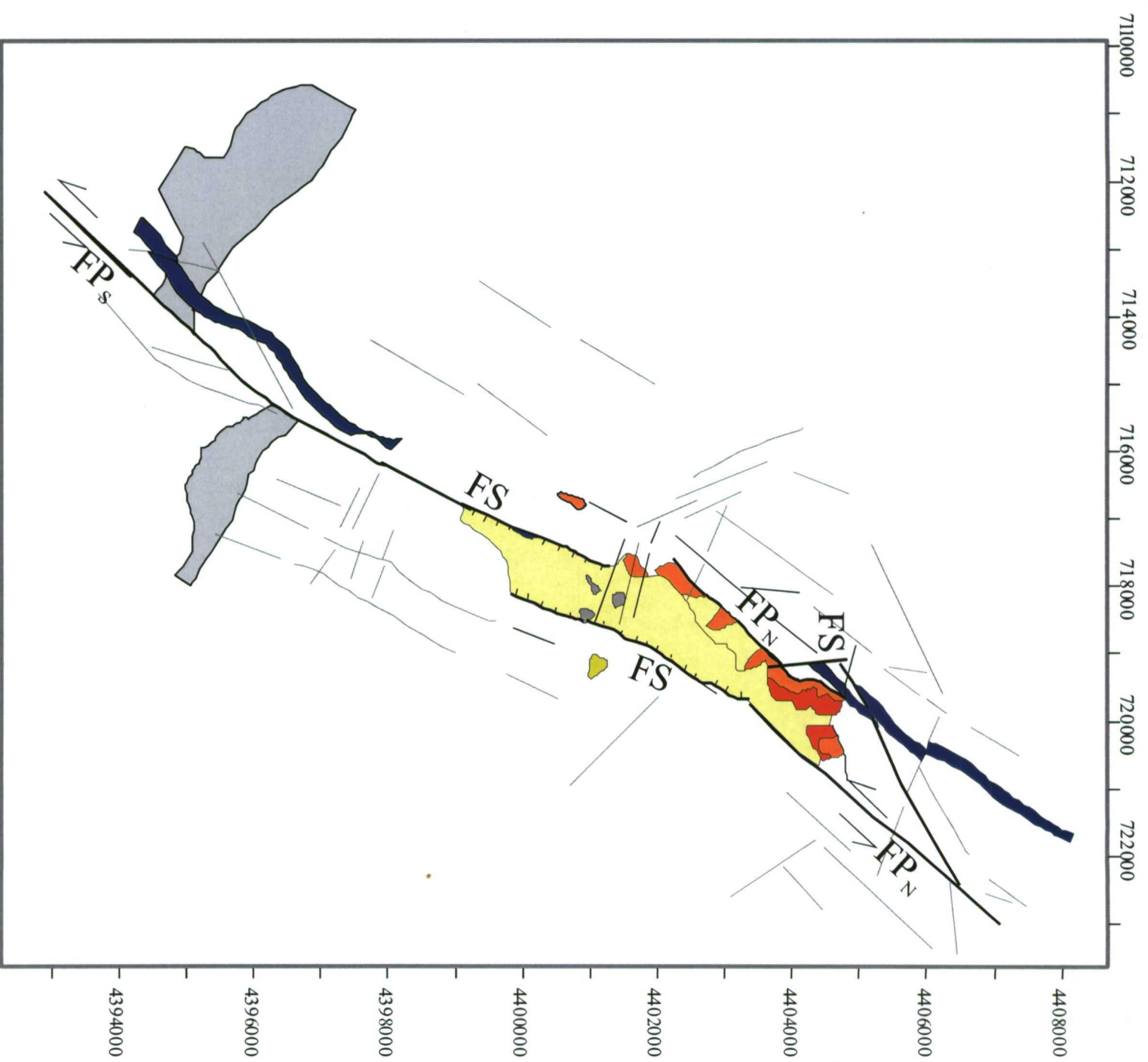




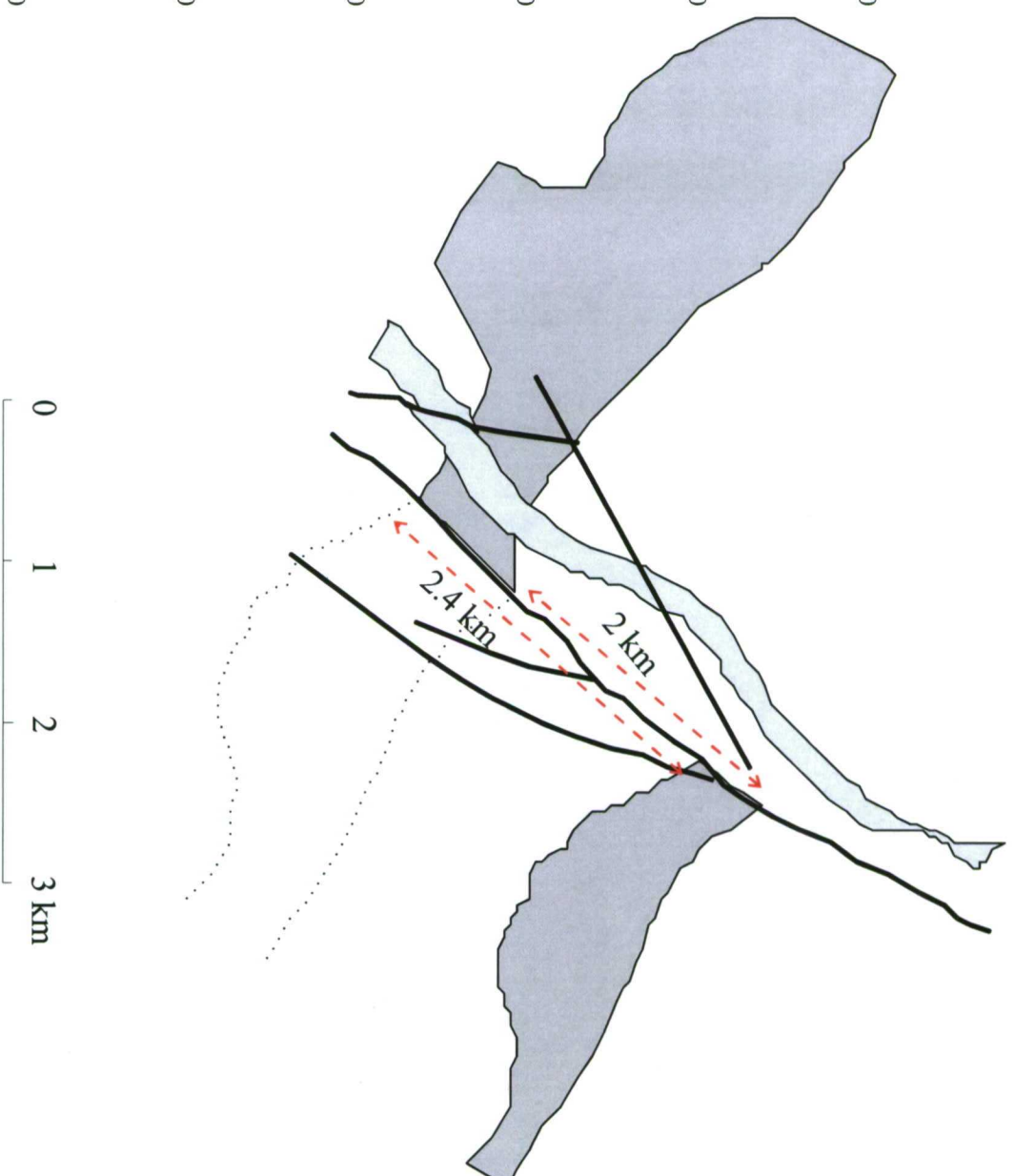




**Figura 4.33b** Relación entre la morfología y los depósitos cuaternarios en la Cuenca de Cañaveral.



**Figura 4.34** Cinemática de las estructuras que forman la Cuenca de Cañaveral

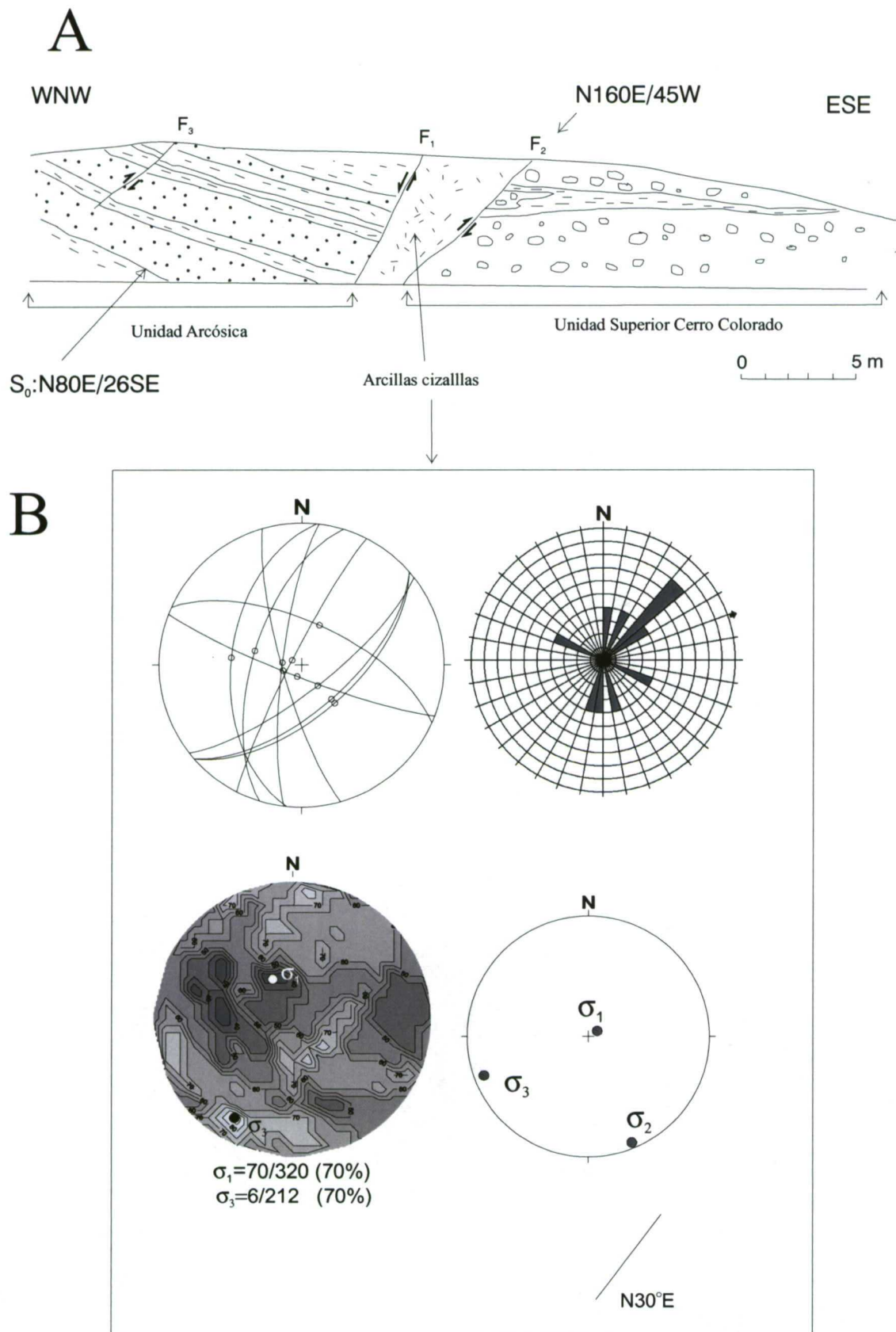


**Figura 4.35** Restauración de la deformación en el contacto entre las Pizarras precámbricas y el granito de Cabeza de Araya al S de la Cuenca de Cañaveral

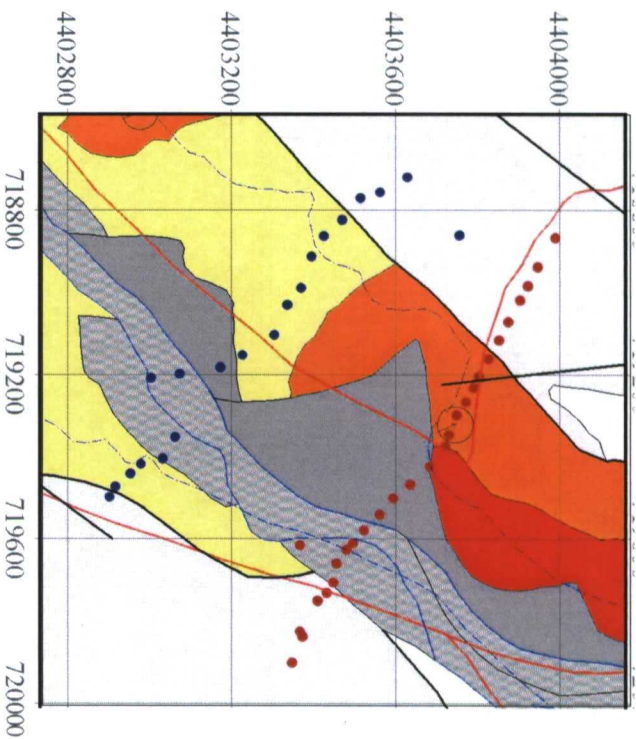




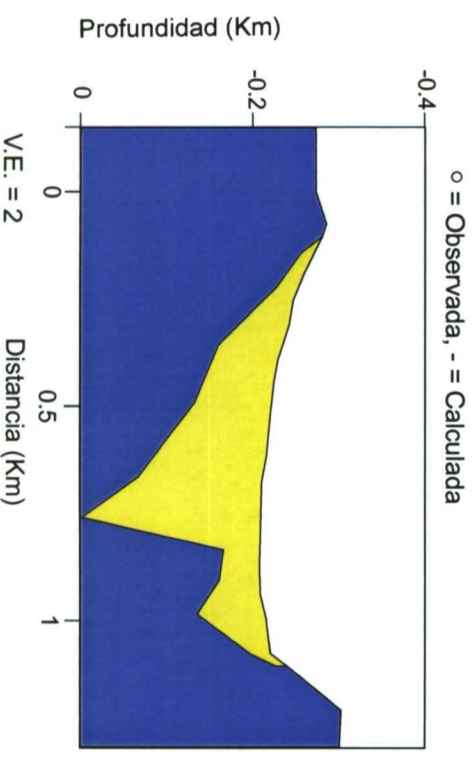
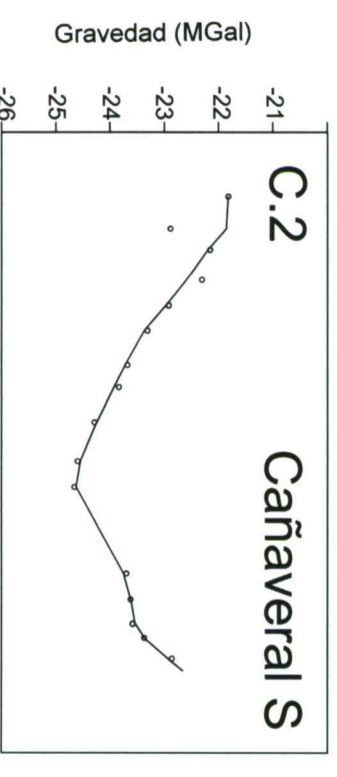
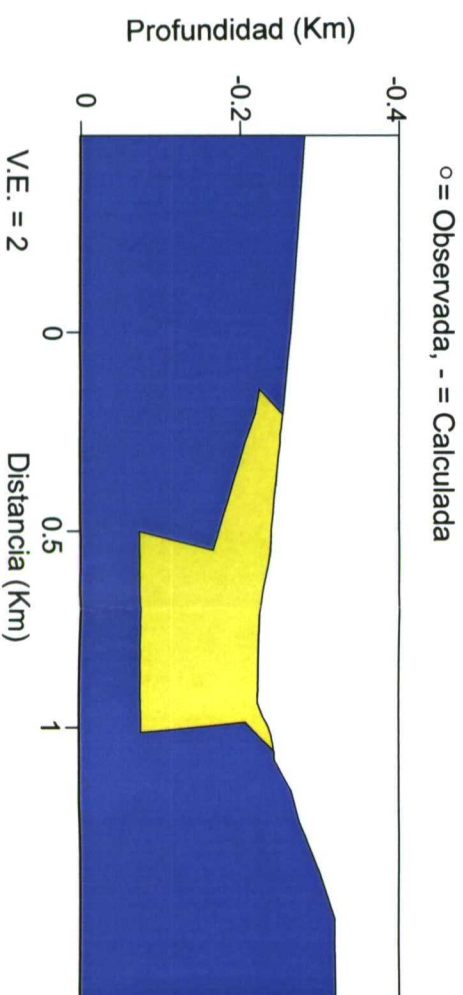
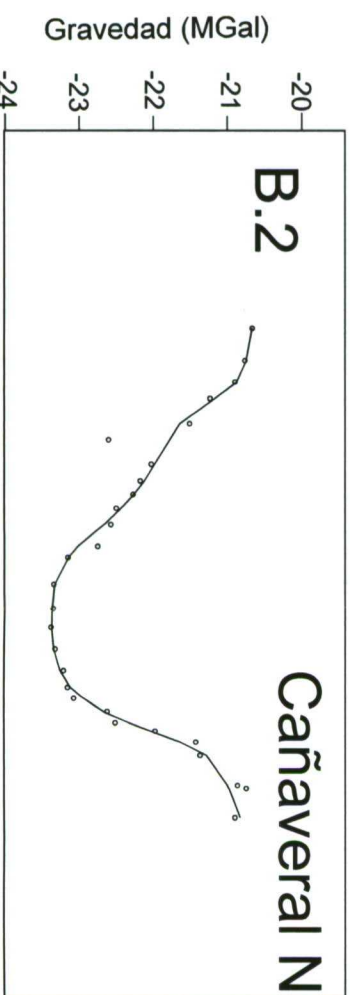
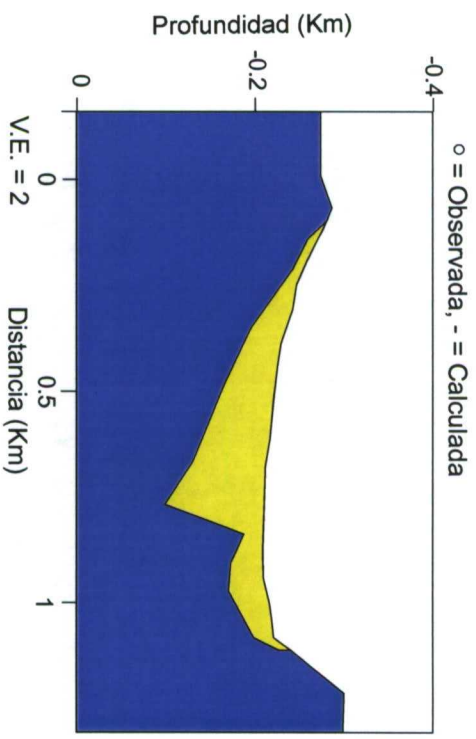
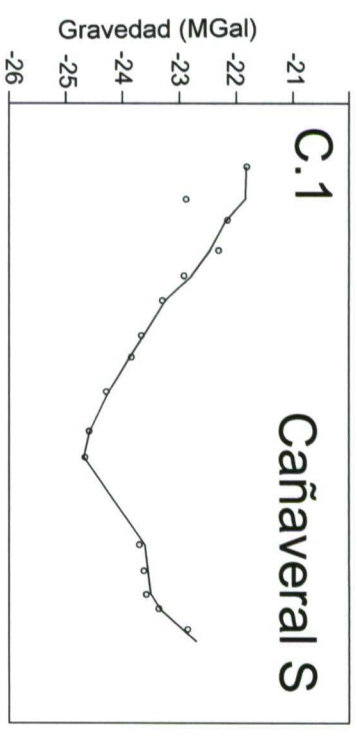
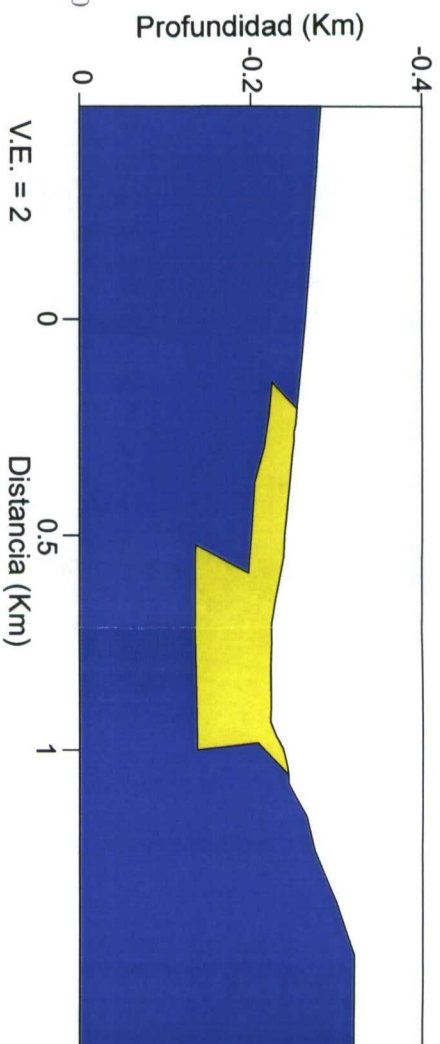
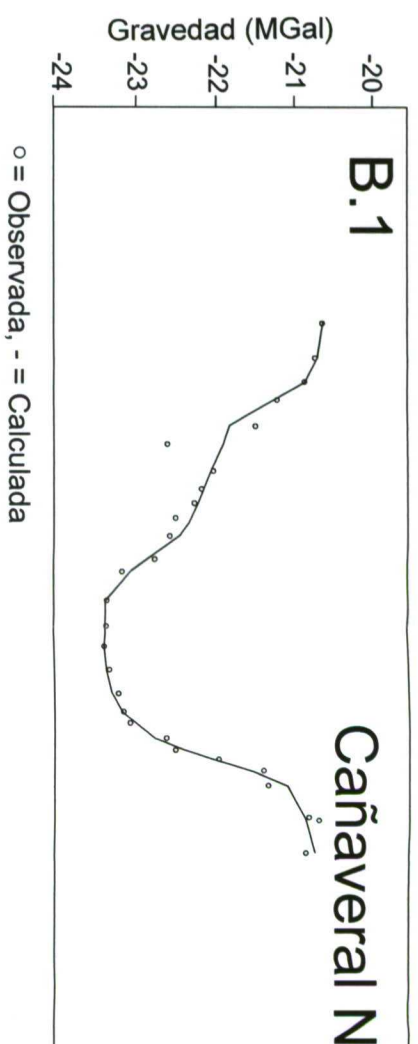


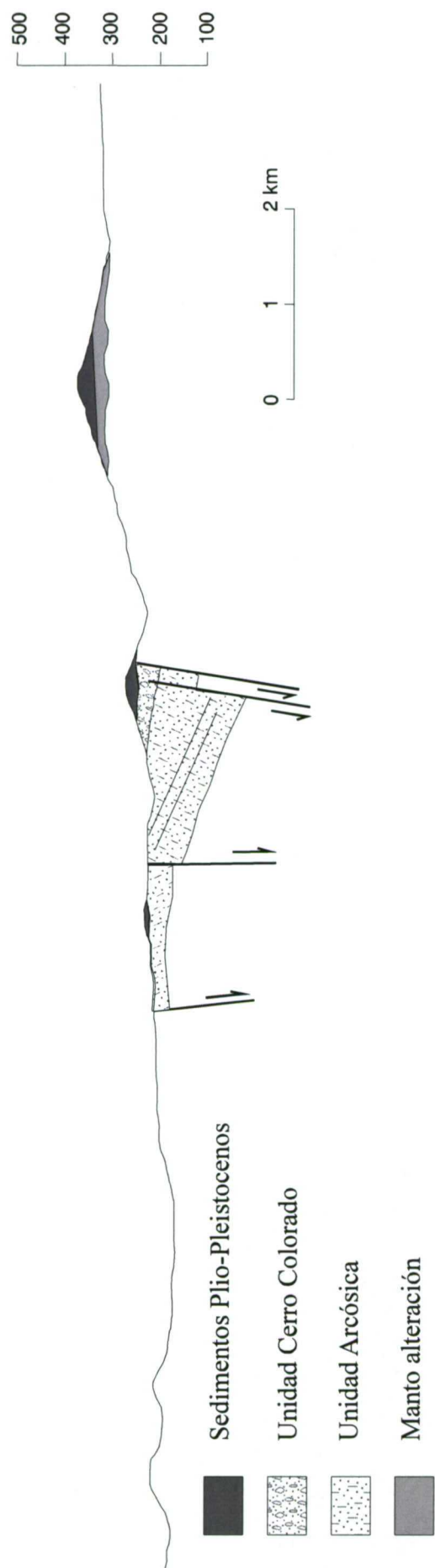


**Figura 4.37** A) Esquema tectónico del afloramiento de sedimentos terciarios en la carretera hacia Coria (UTM 719300, 4403800, punto 1 de la Figura 4.33a y punto 8 de la Figura 4.36).  $F_1$ ,  $F_2$  y  $F_3$  son fallas. B) Análisis poblacional de fallas en la Cuenca de Cañaverál.



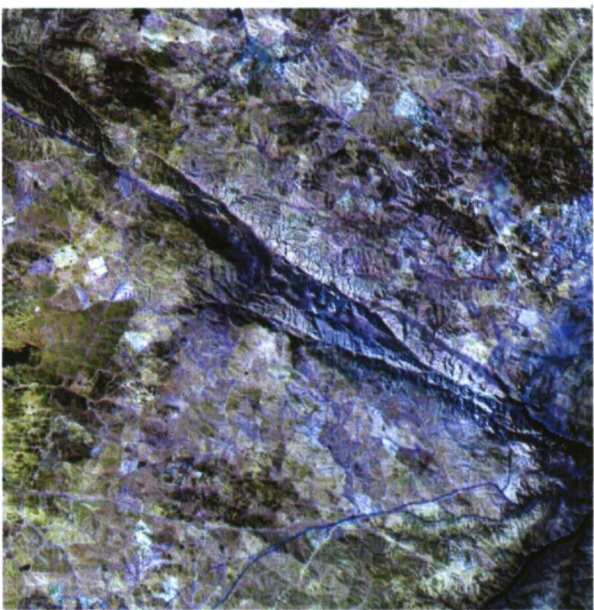
**Figura 4.38** Gravimetría de dos perfiles perpendiculares a la FAP en la cuenca de Cañaveral. **A)** Situación de los perfiles (puntos= estaciones de medida). **B)** Gravimetría del perfil norte. **C)** Gravimetría del perfil sur. **B.1 y C.1)** Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 1,9 gr/cc. **B.2 y C.2)** Interpretación geológica con densidad de sedimentos de 2,2 gr/cc. Morado = Pizarras precámbricas (2,74 gr/cc). Amarillo = sedimentos terciarios



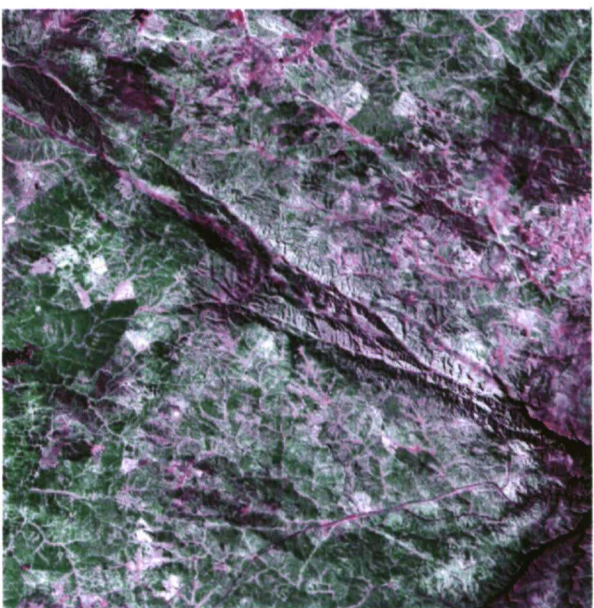


**Figura 4.39** Corte geológico de la cuenca de Cañaveral

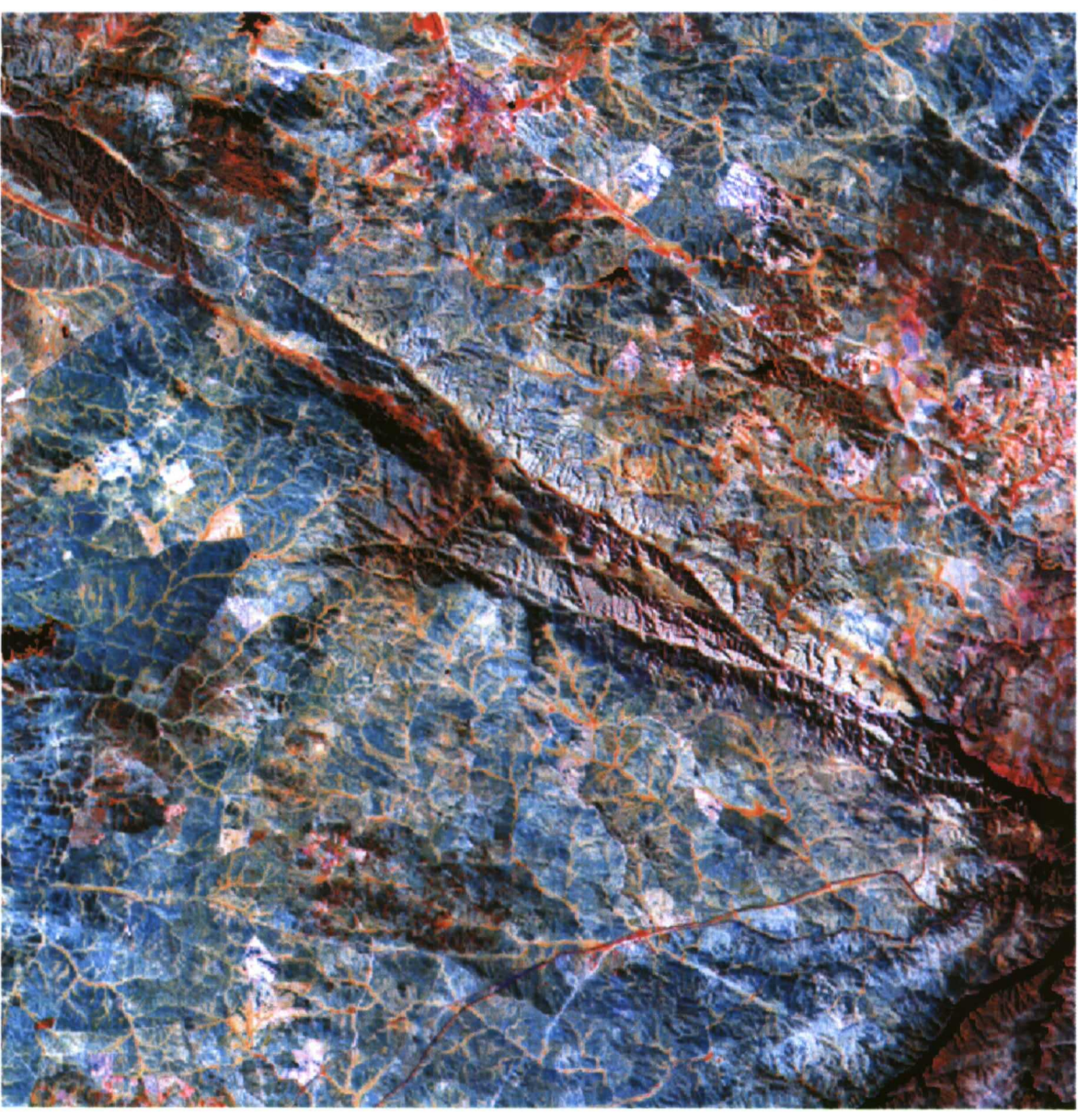
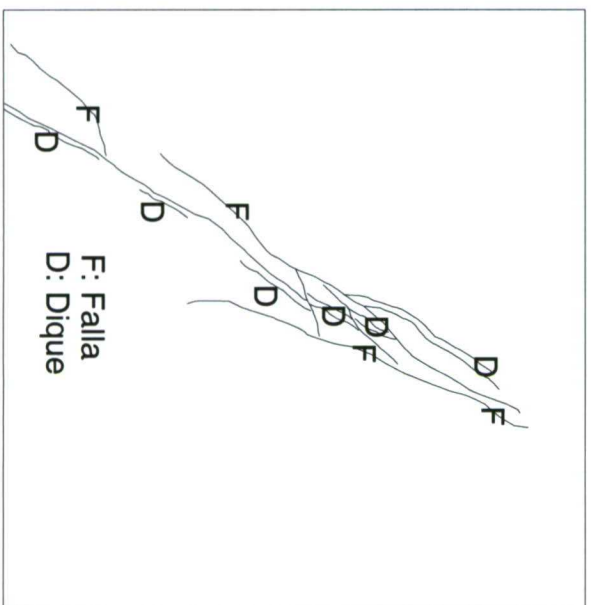
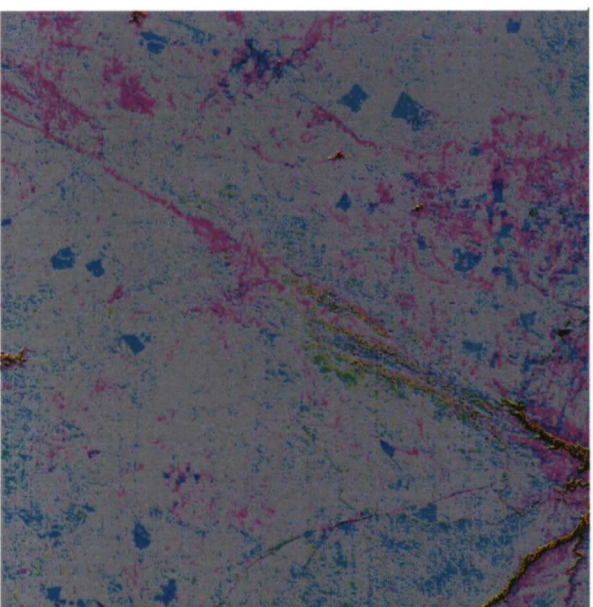




3-5-7



4-3-5



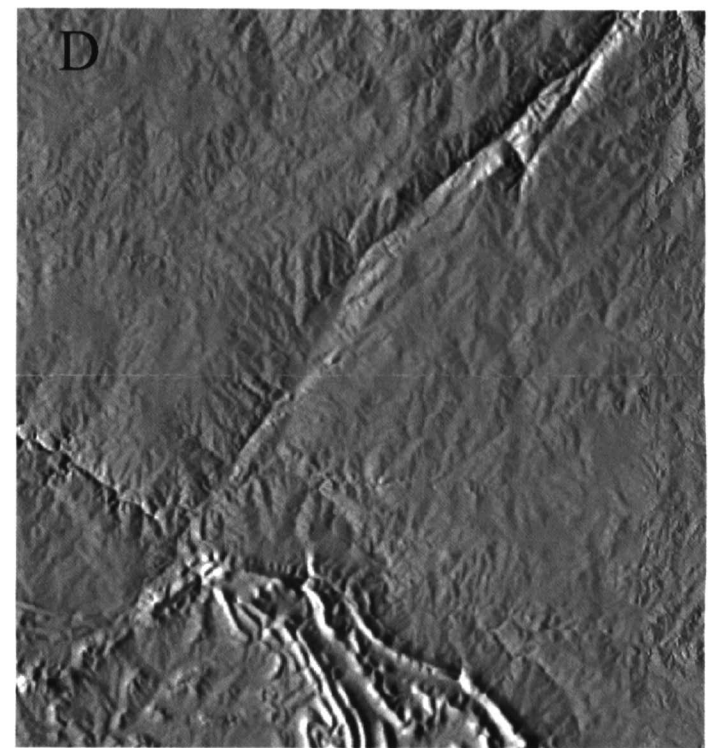
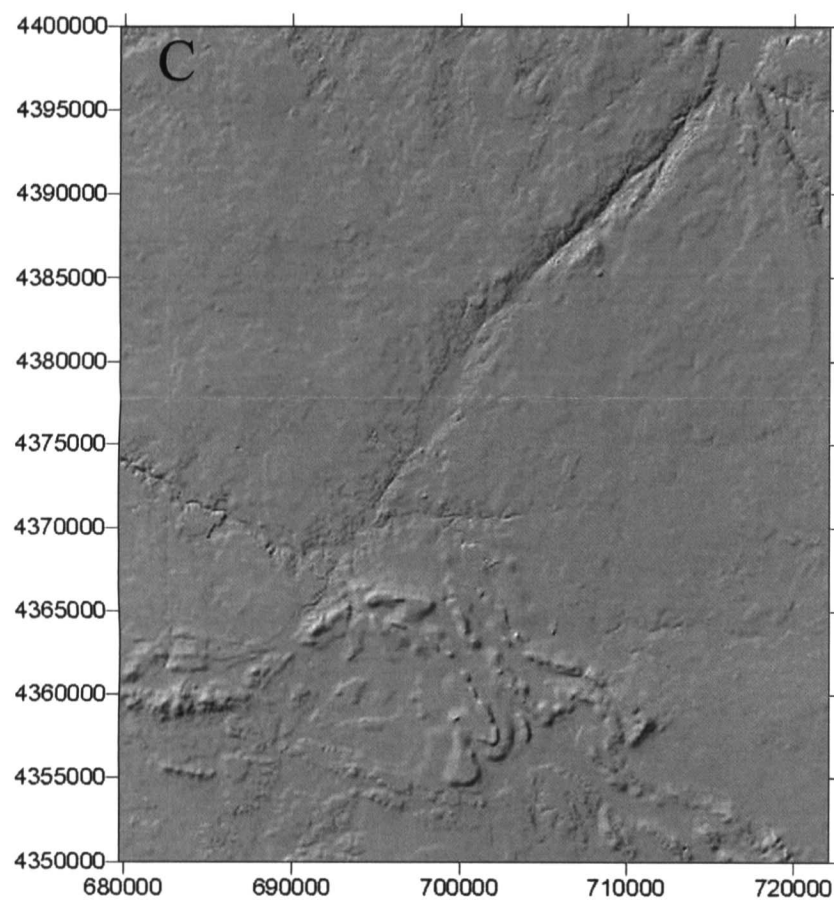
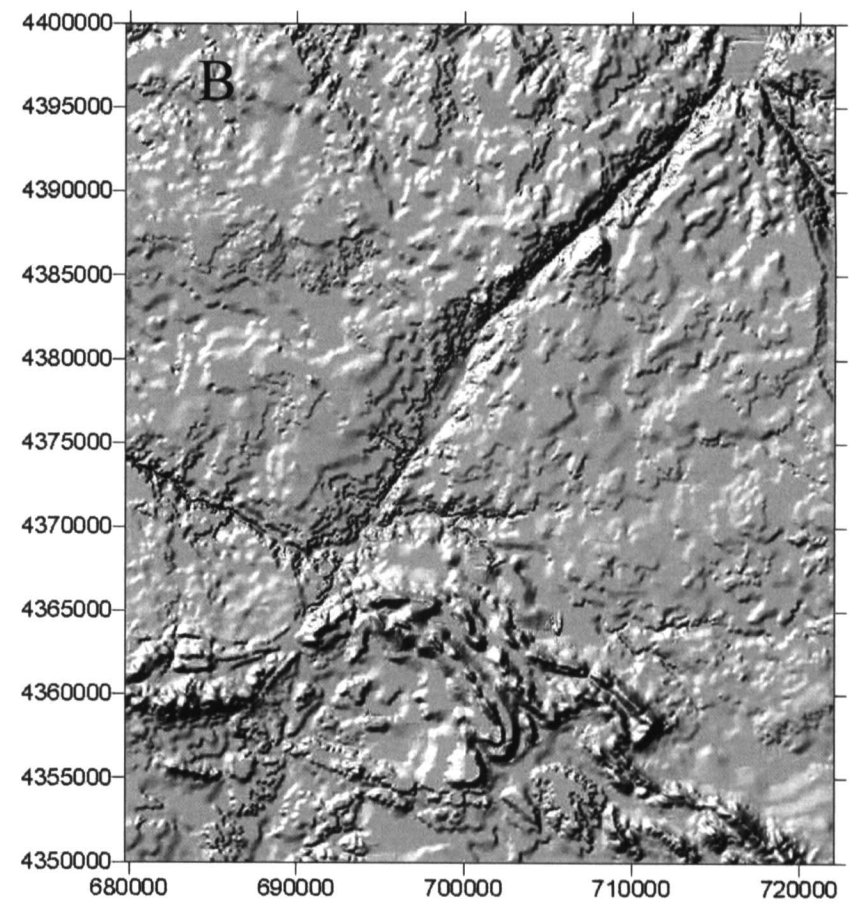
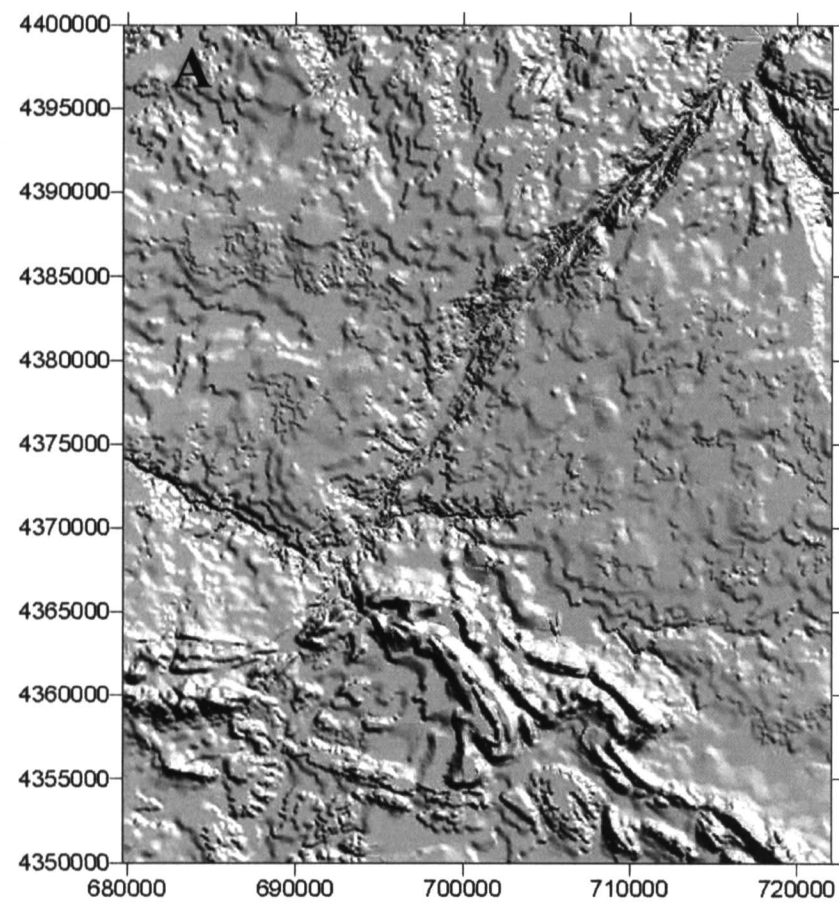
7-4-5

0 1km  
escala aproximada

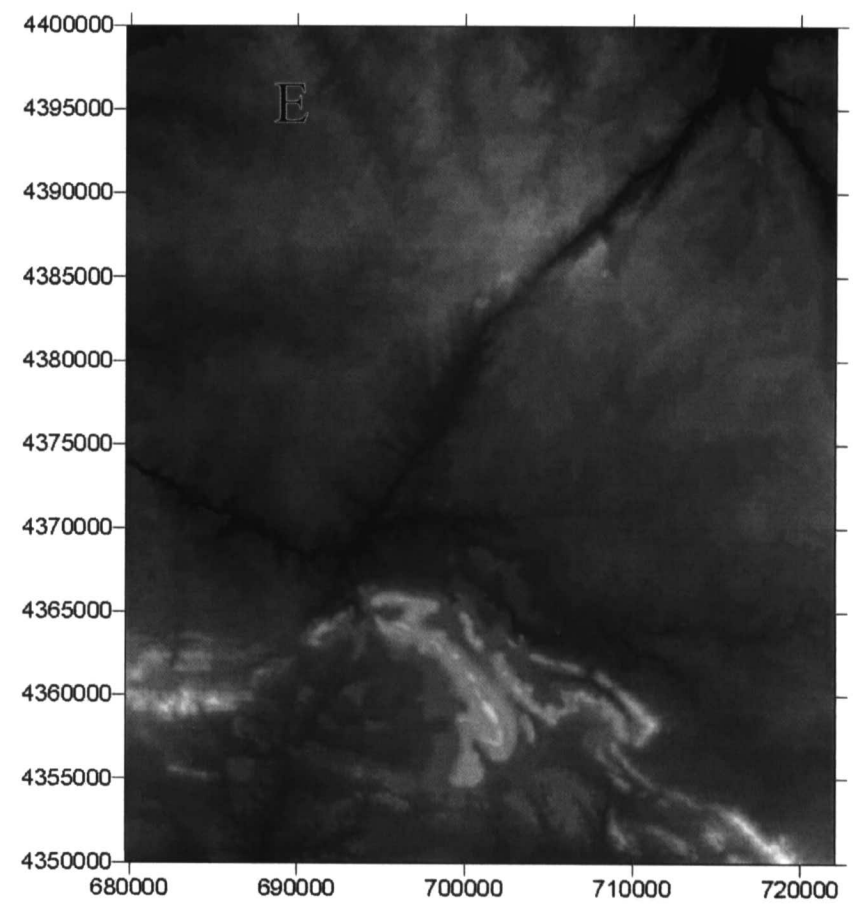
4/3-5/7-5/4

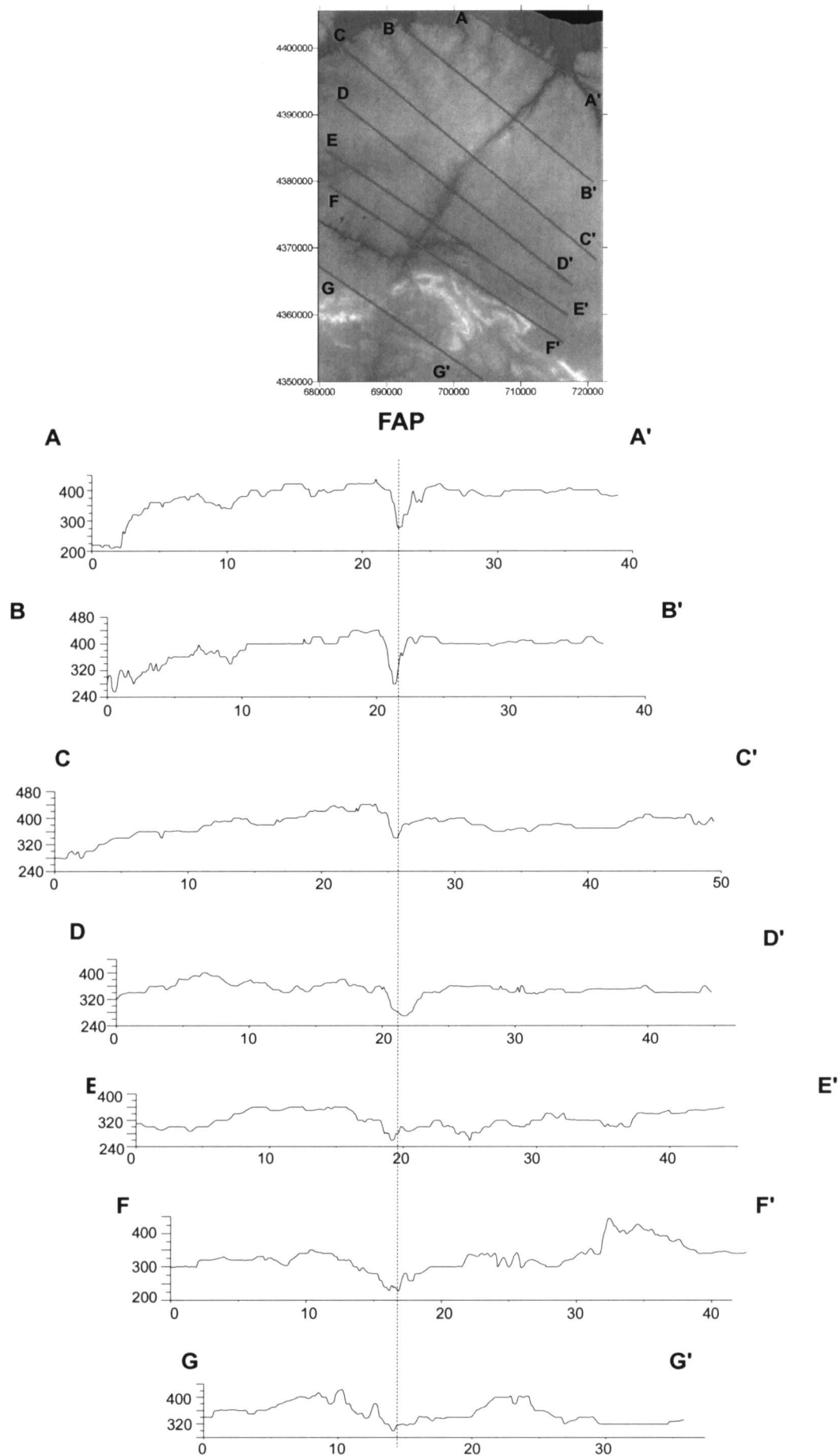
**Figura 4.40** Imágenes de satélite del área de Cabeza de Araya. Los números corresponden a combinaciones de bandas Landsat en azul, rojo y verde, respectivamente. Imágenes no georeferenciadas.



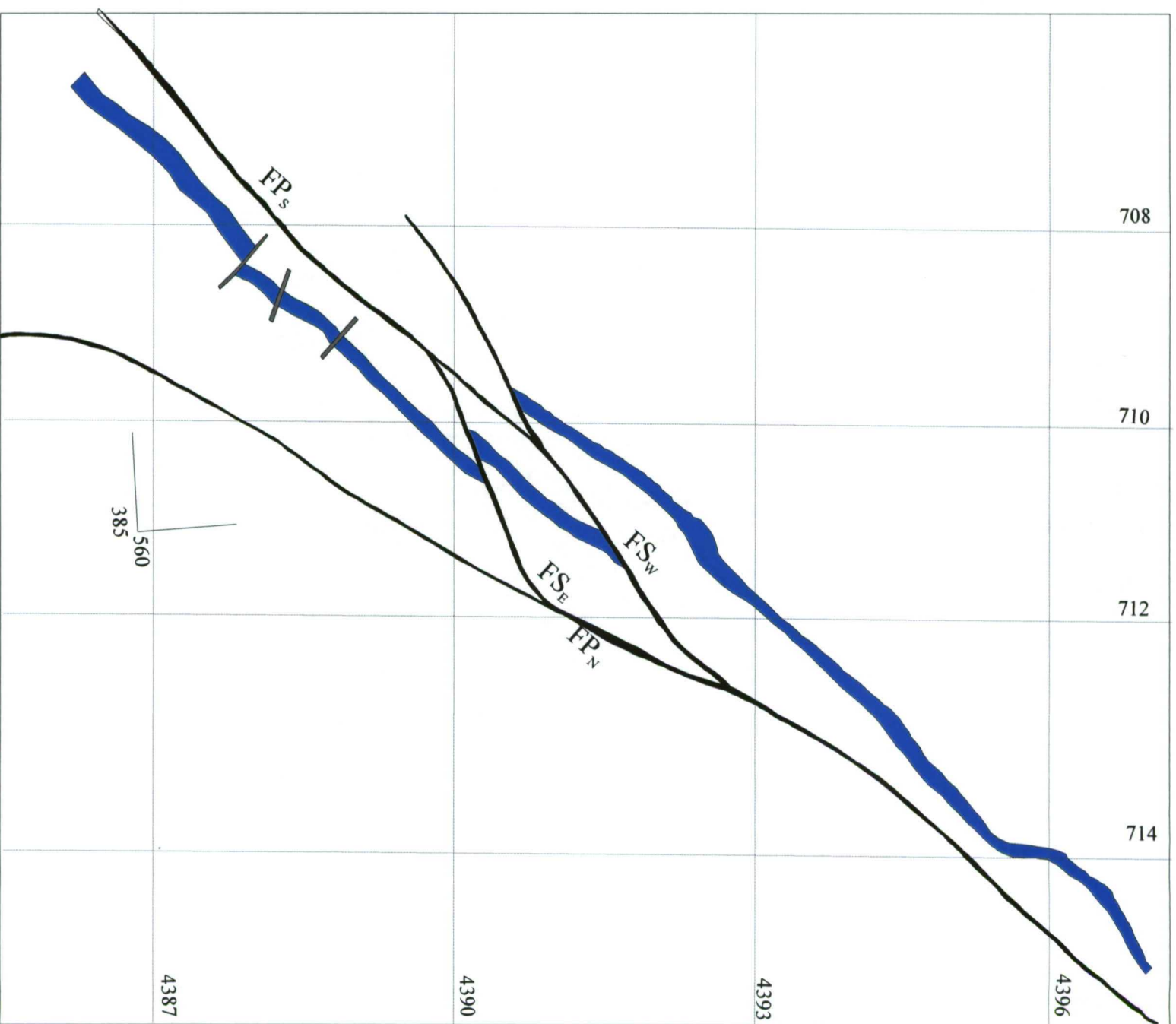


**Figura 4.41** Modelo digital del terreno del duplex de Cabeza de Araya y de la Cuenca pull-apart de Ribera de Araya.

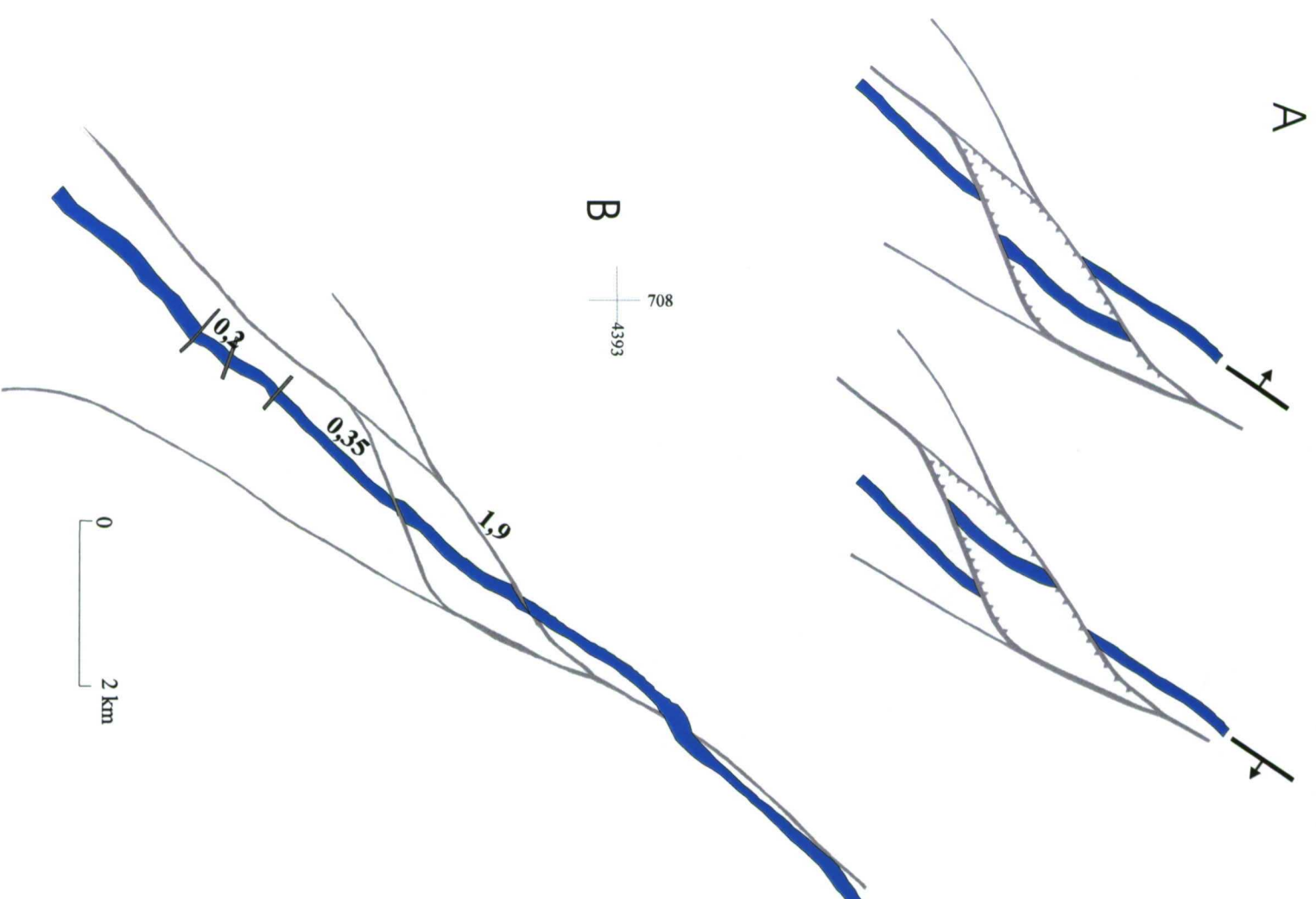




**Figura 4.42** Perfiles topográficos perpendiculares a la dirección principal de la FAP en el área de Cabeza de Araya.

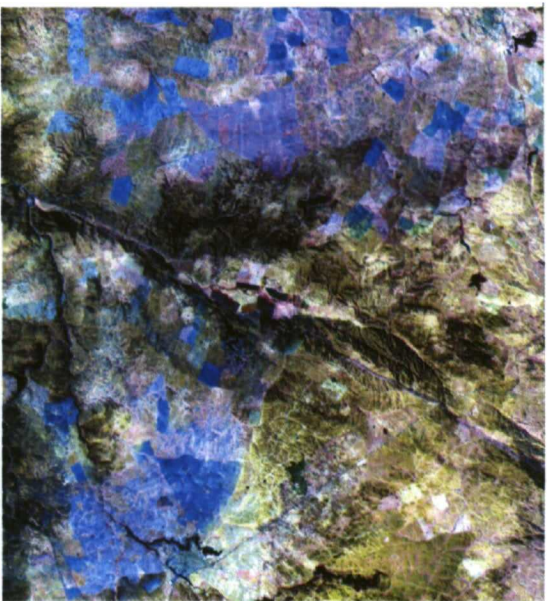


**Figura 4.43** Mapa geológico de la FAP en el área de Cabeza de Araya (modificado de referencia Magna). Cinemática de las estructuras que forman el duplex de Cabeza de Araya.



**Figura 4.44** Restauración de la deformación del Dique de Alentejo-Plasencia (DAP) por la falla de Alentejo-Plasencia (FAP).

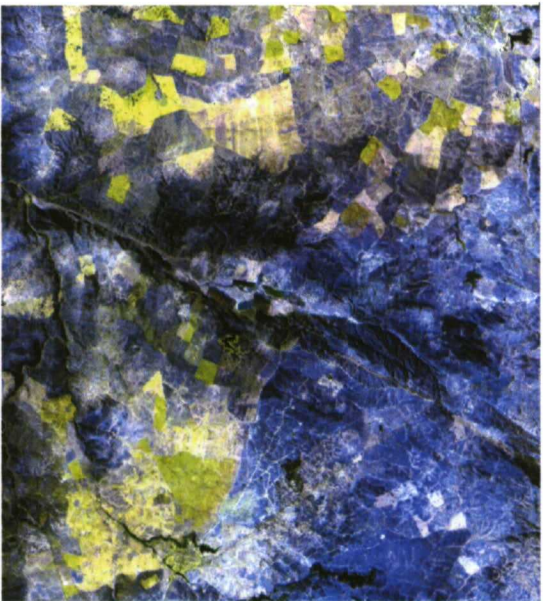




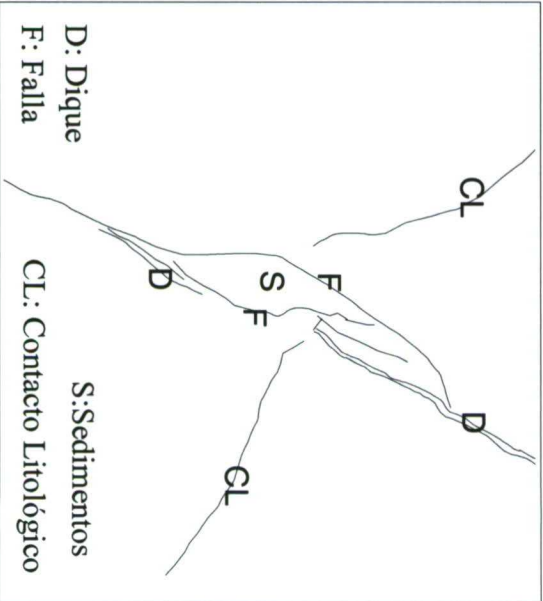
3-5-7



5-7-4



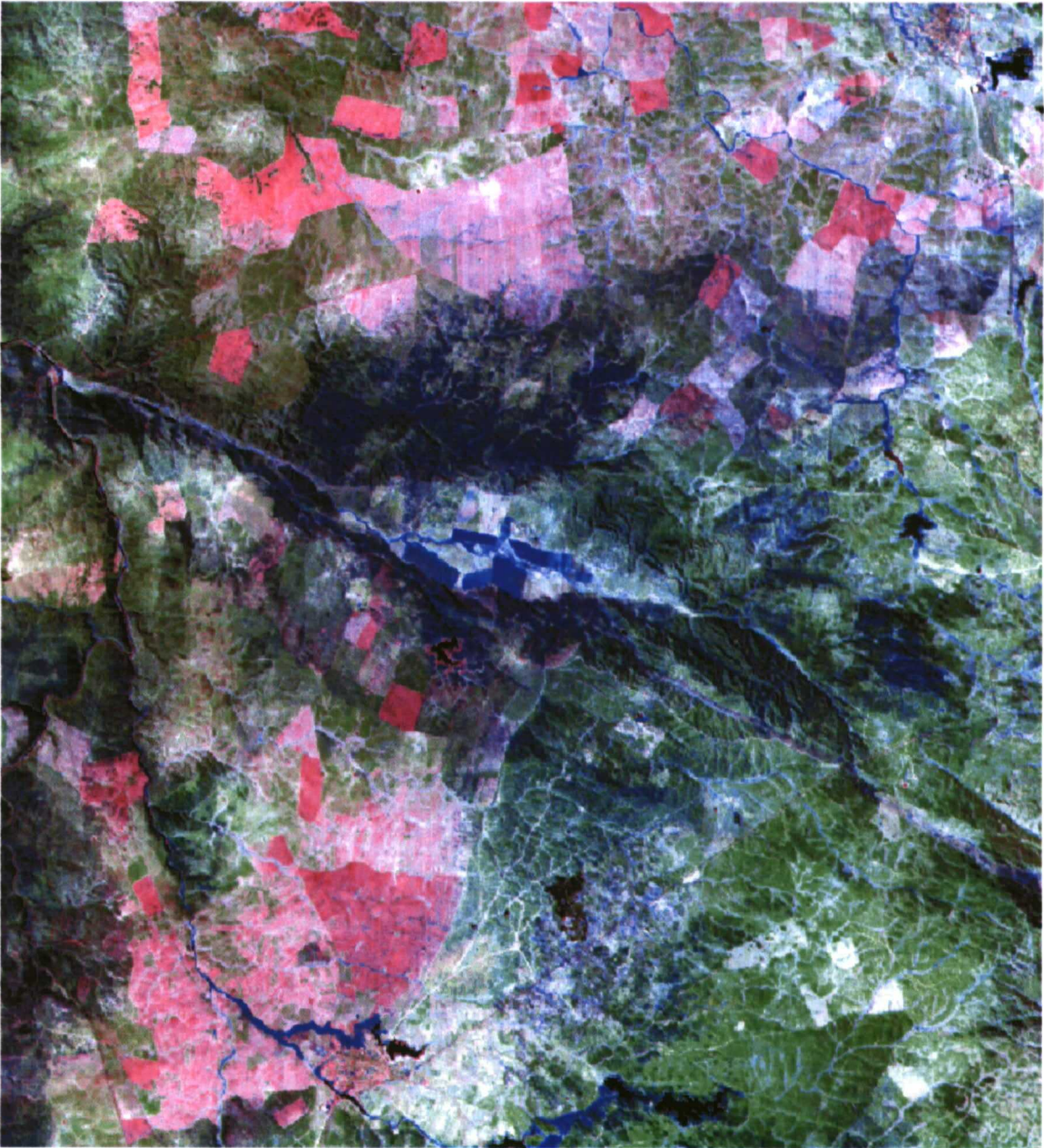
5-3-2



5/4-3/1-3/7



2/7-4/7-5/3

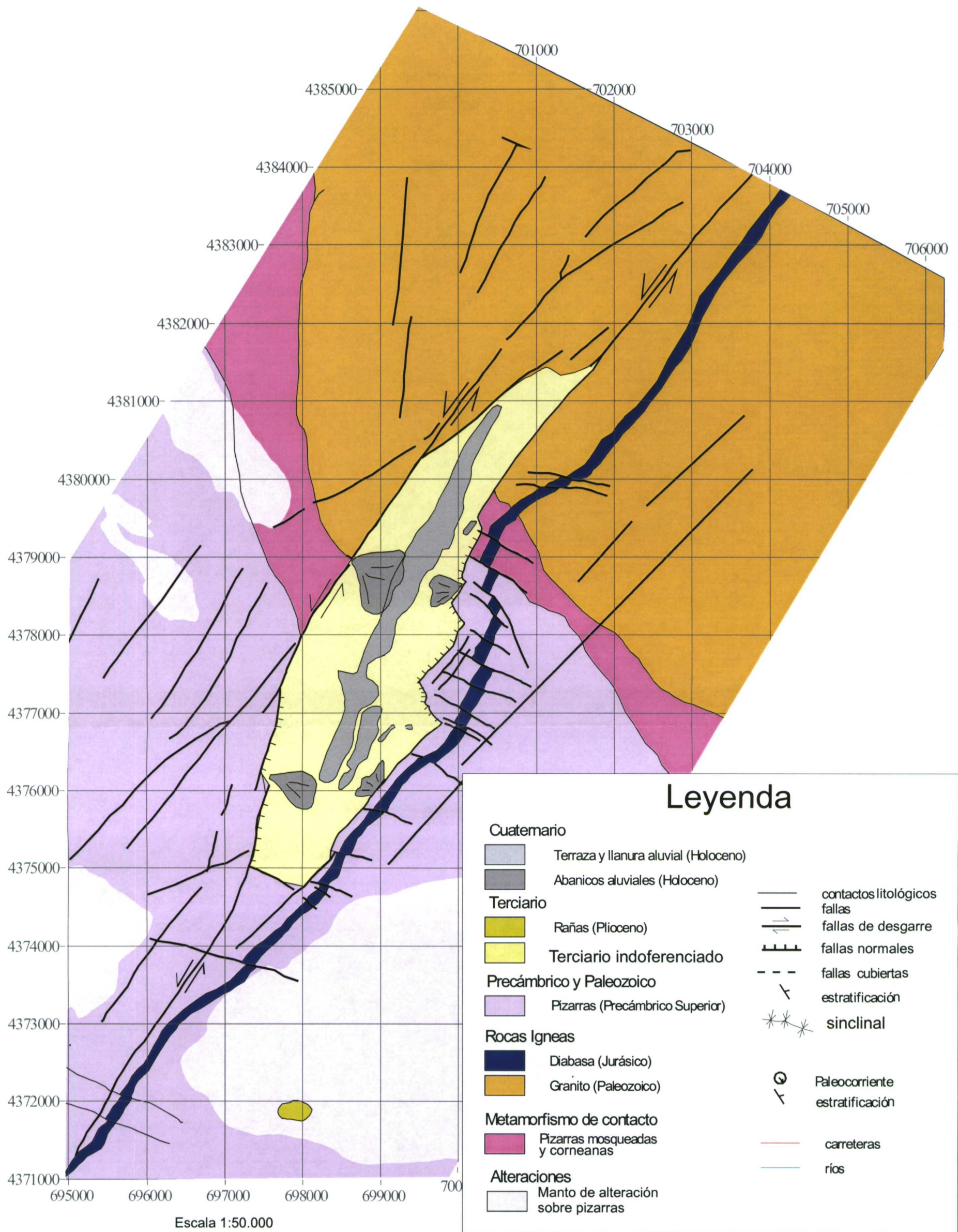


4-3-5

escala aproximada  
0 1km

**Figura 4.45** Imágenes de satélite del área de la Ribera de Araya. Los números corresponden a combinaciones de bandas Landsat en azul, rojo y verde, respectivamente. Imágenes no georeferenciadas.





**Figura 4.46** Mapa geológico de la Cuenca de Ribera de Araya (cartografía original a escala 1:25.000).



ctónicas asociadas a la  
 enca de Ribera de Araya.  
 AP: Dique de Alentejo-  
 asencia. F<sub>p</sub>: Falla principal.  
 E: Falla secundaria este. F<sub>SW</sub>:  
 Falla secundaria oeste

4384000  
 699000

N

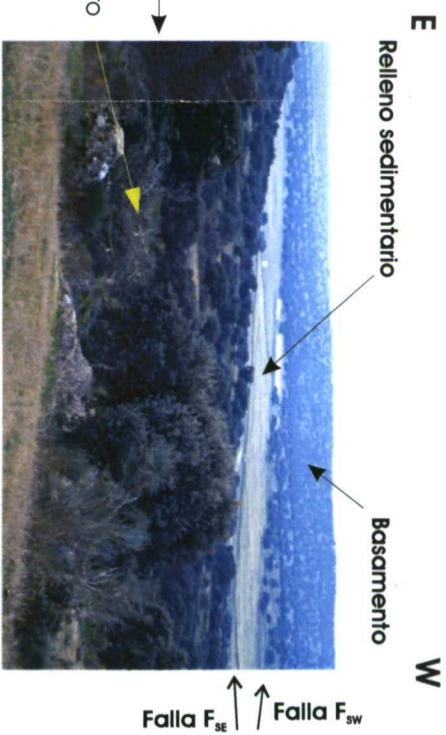
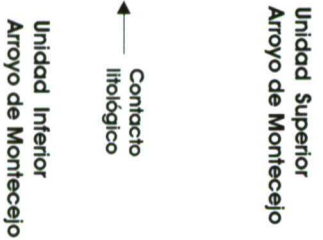
1  
 2  
 3  
 5  
 6

0 1000 m

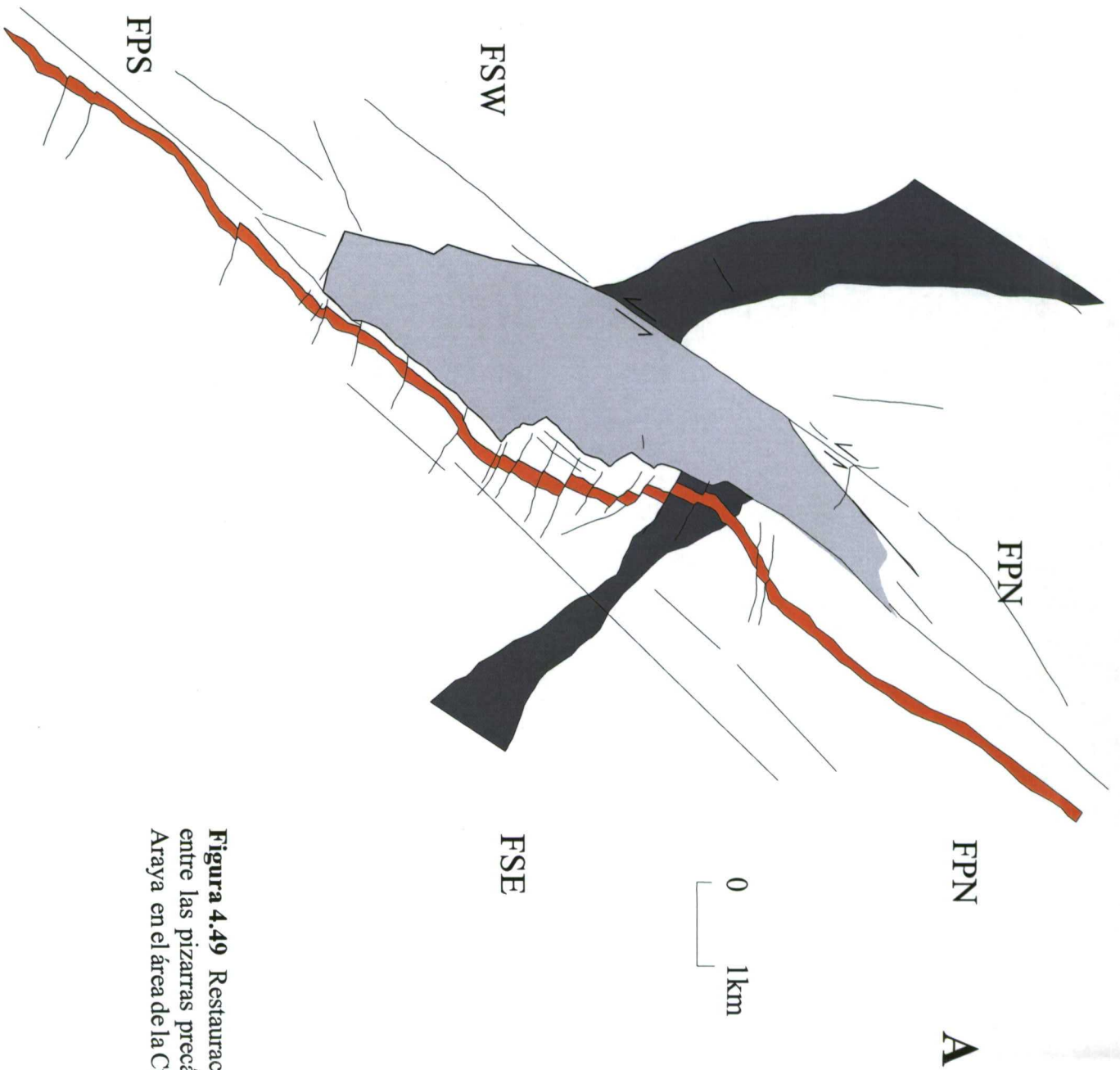
E  
 W

Basam

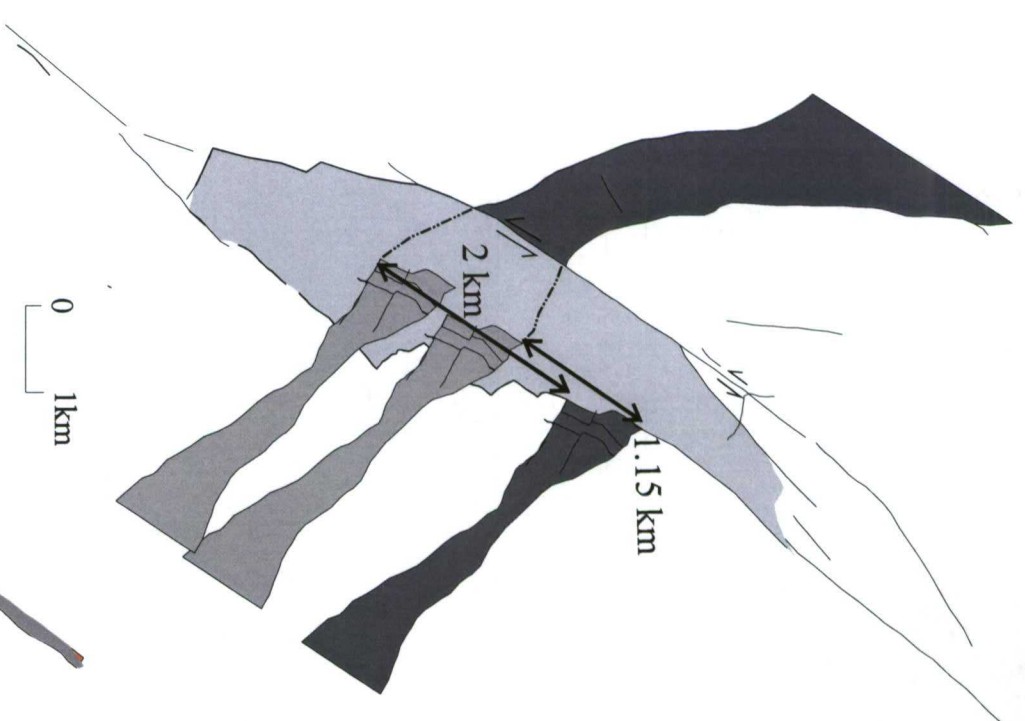
Contacto litológico  
 Unidad Superior Arroyo de Montecejo  
 Unidad Inferior Arroyo de Montecejo



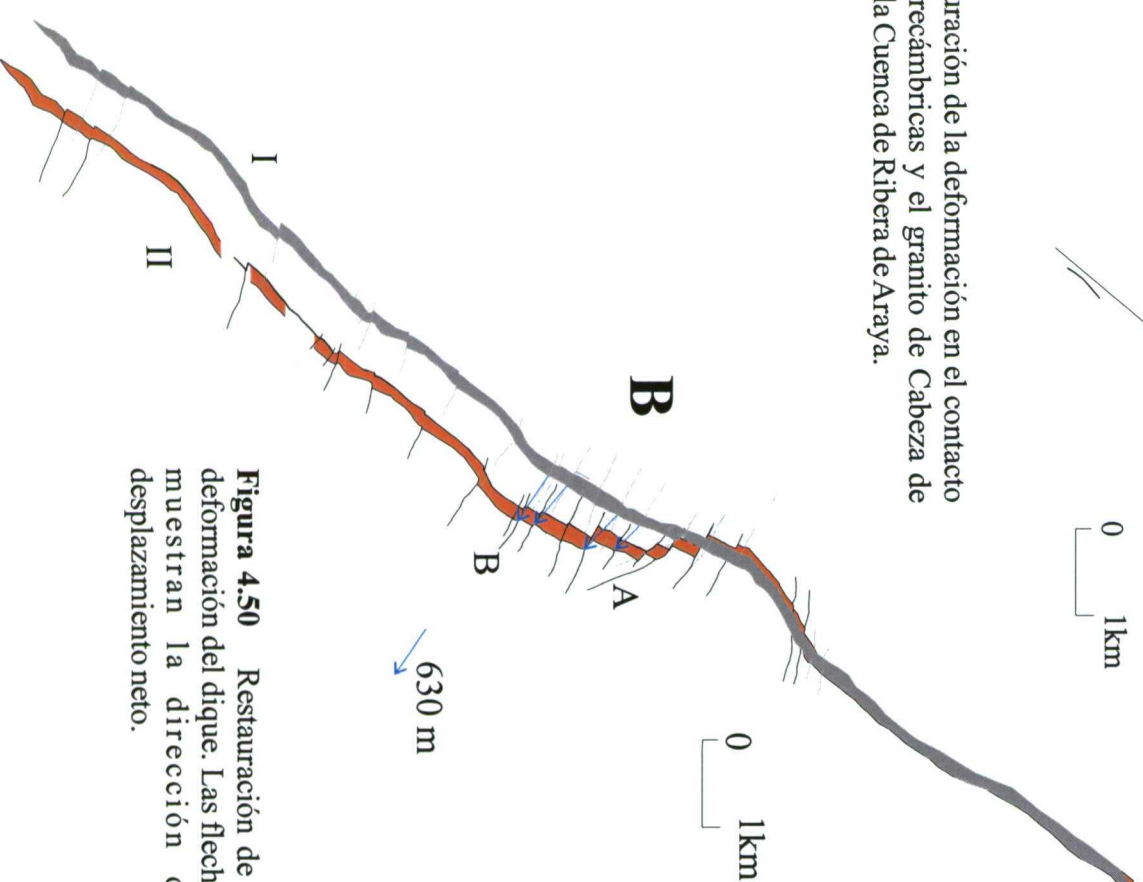




**Figura 4.48** Cinemática de las estructuras que forman el duplex de Cabeza de Araya.

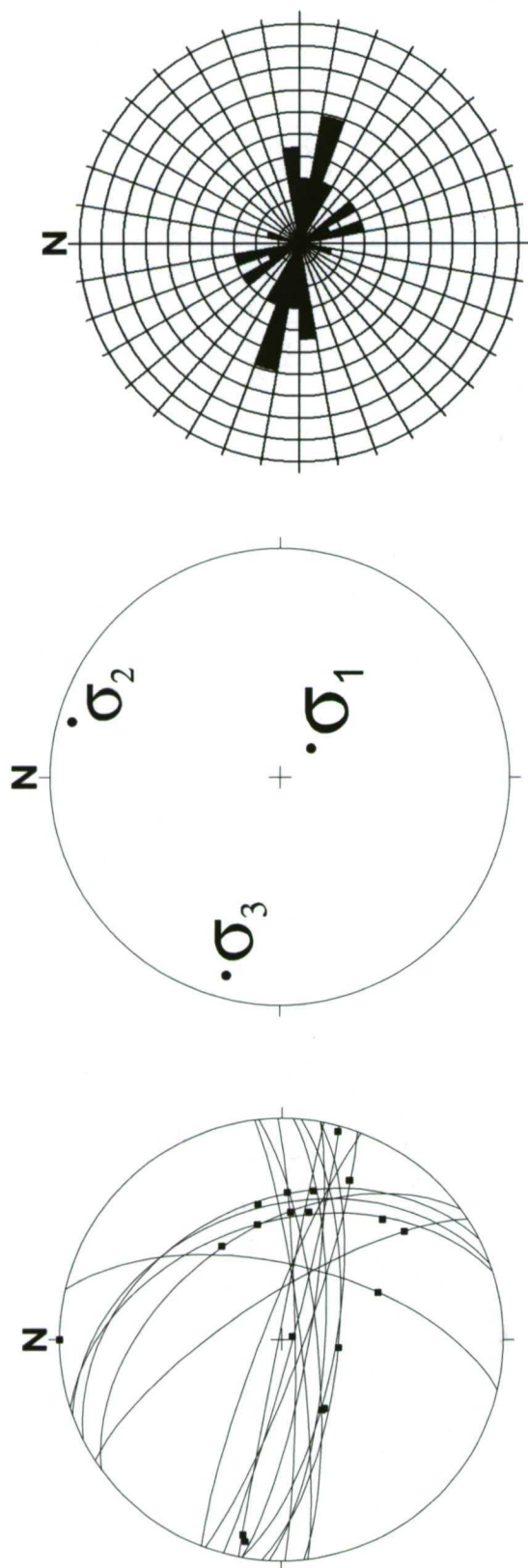


**Figura 4.49** Restauración de la deformación en el contacto entre las pizarras precámbricas y el granito de Cabeza de Araya en el área de la Cuenca de Ribera de Araya.

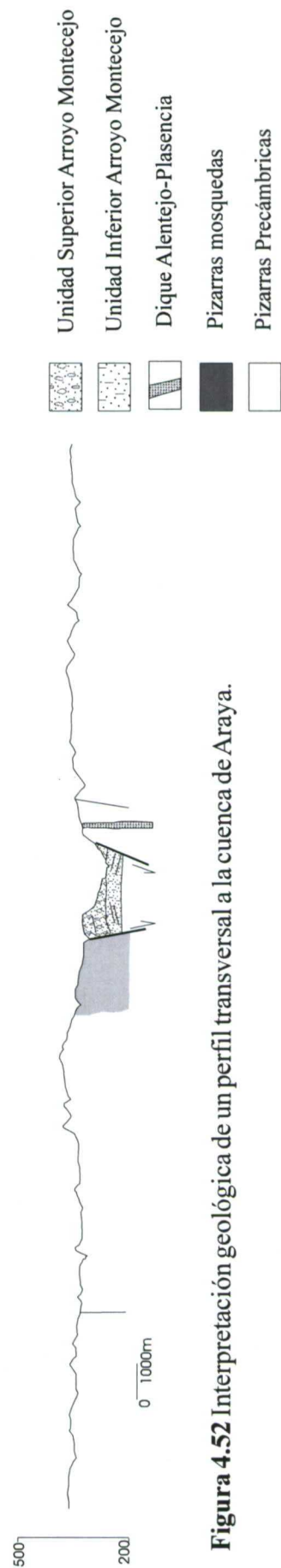


**Figura 4.50** Restauración de la deformación del dique. Las flechas muestran la dirección de desplazamiento neto.

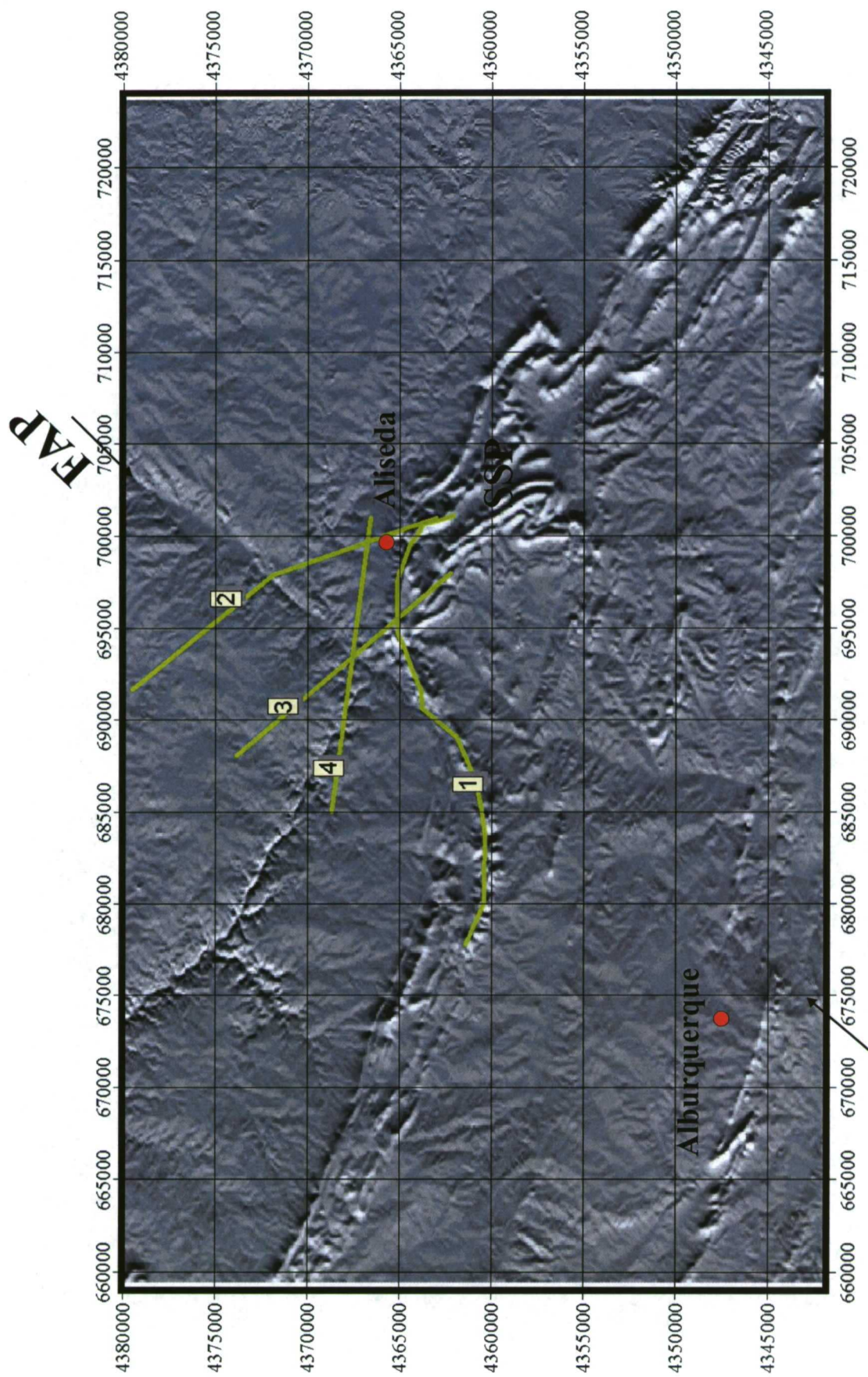




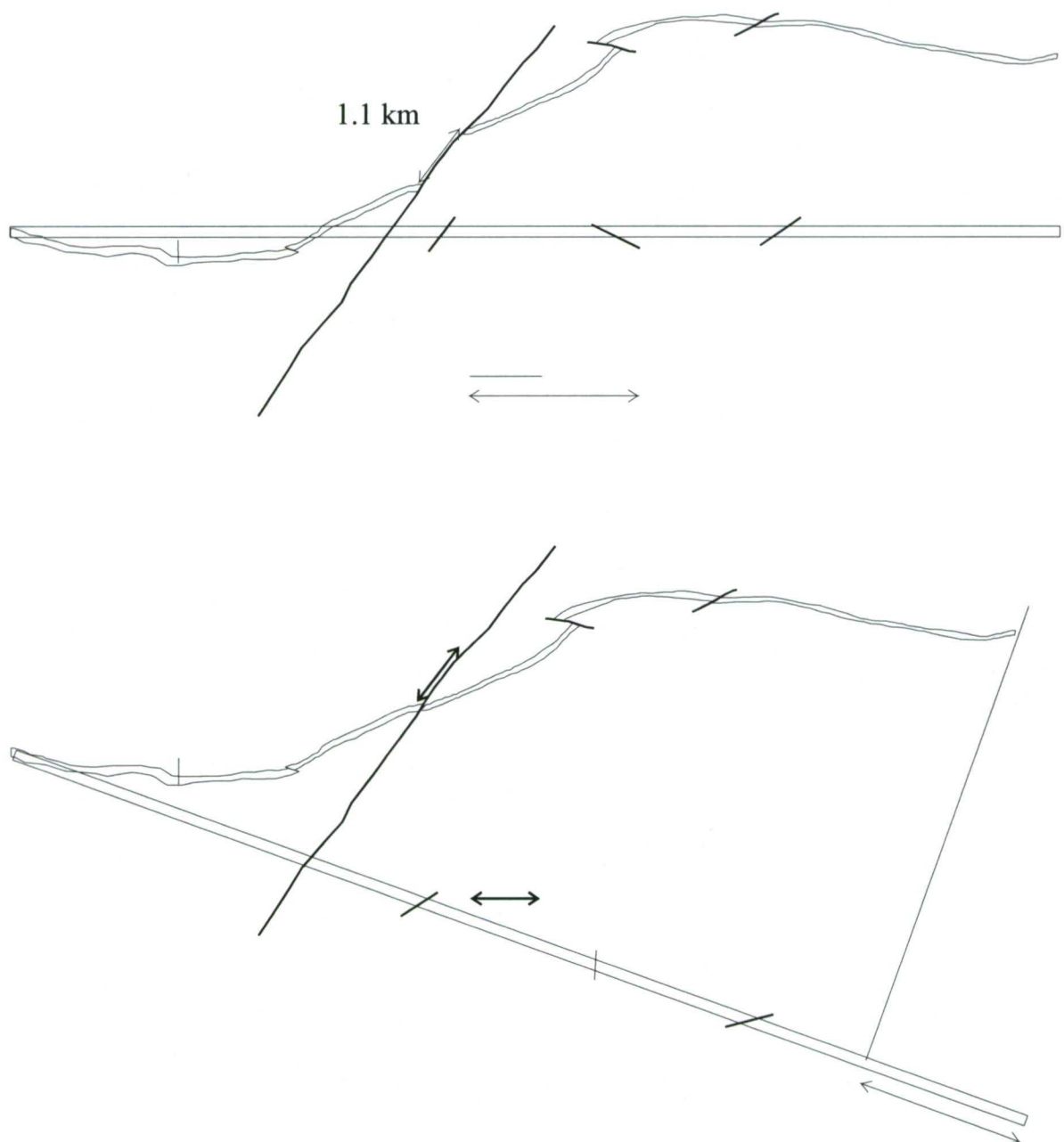
**Figura 4.51** Análisis poblacional de fallas en la Cuenca de Araya en un afloramiento del DAP.



**Figura 4.52** Interpretación geológica de un perfil transversal a la cuenca de Araya.

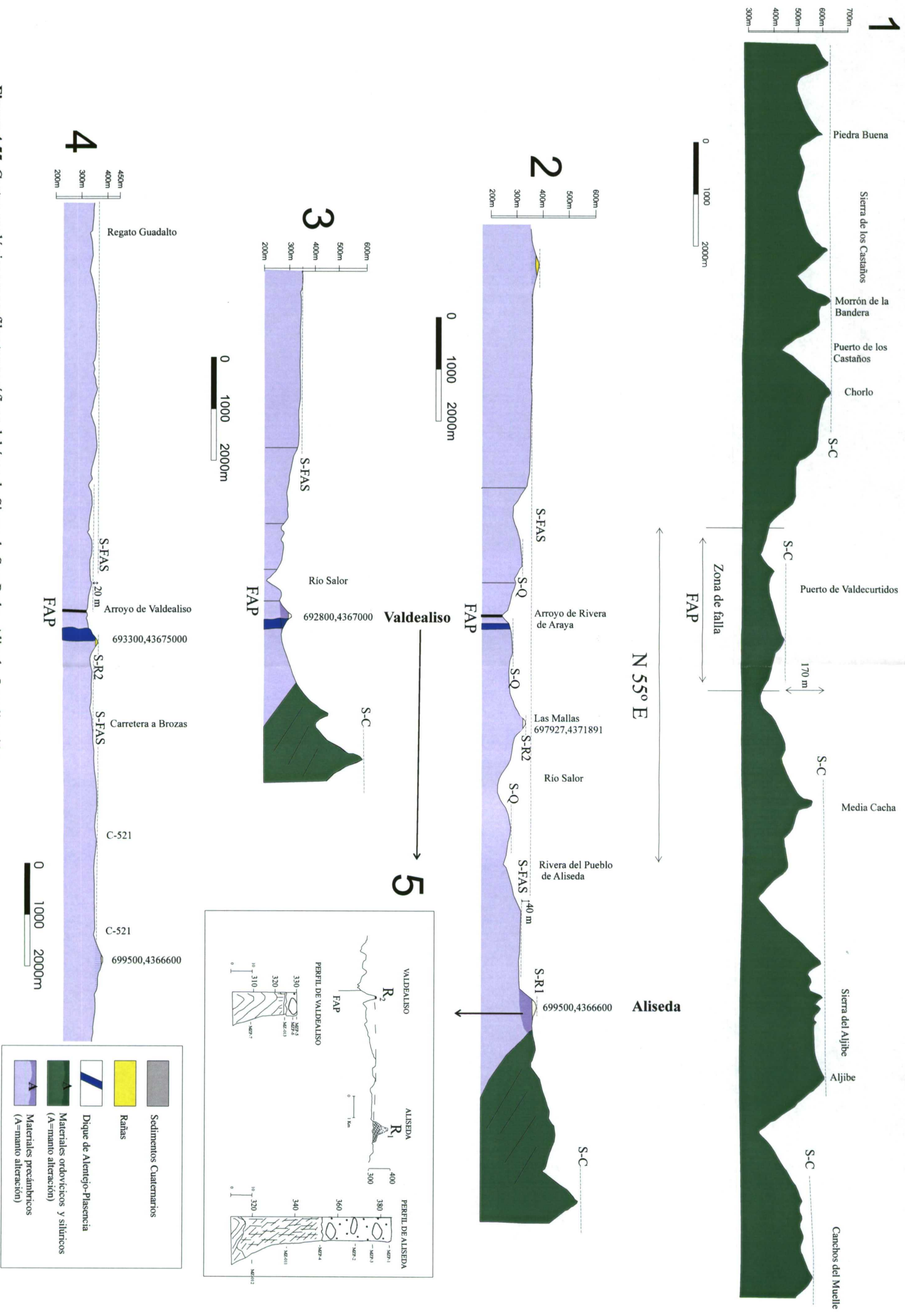


**Figura 4.53** Modelo Digital del terreno del área de San Pedro-Aliseda (SGE, 1997). SSP: Sierra de San Pedro.FAP: Falla de Alentejo-Plasencia



**Figura 4.54** Restauración de la deformación del sinclinal de Cuarcita Armoricana de la Sierra de San Pedro.



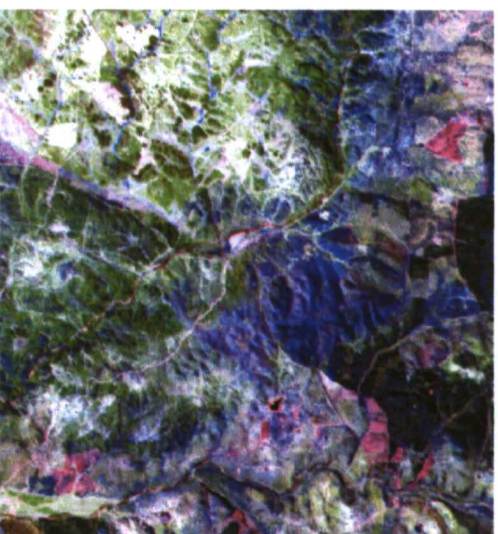


**Figura 4.55** Cortes geológicos y perfiles topográficos del área de Sierra de San Pedro-Aliseda. Localización de los perfiles en la Figura 4.53. Figura 5 tomada de Tsige et al (1997).





5-3-7



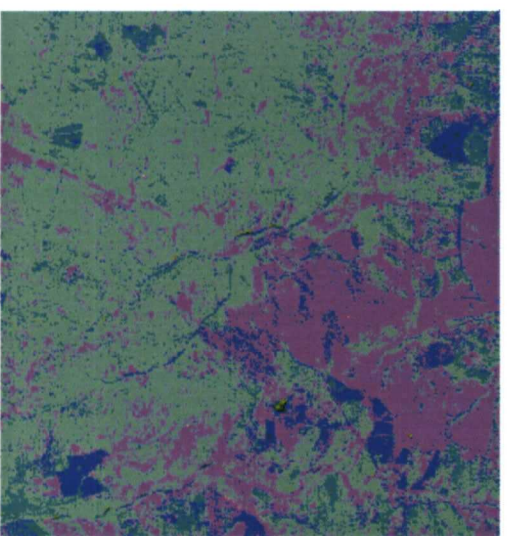
4-3-5



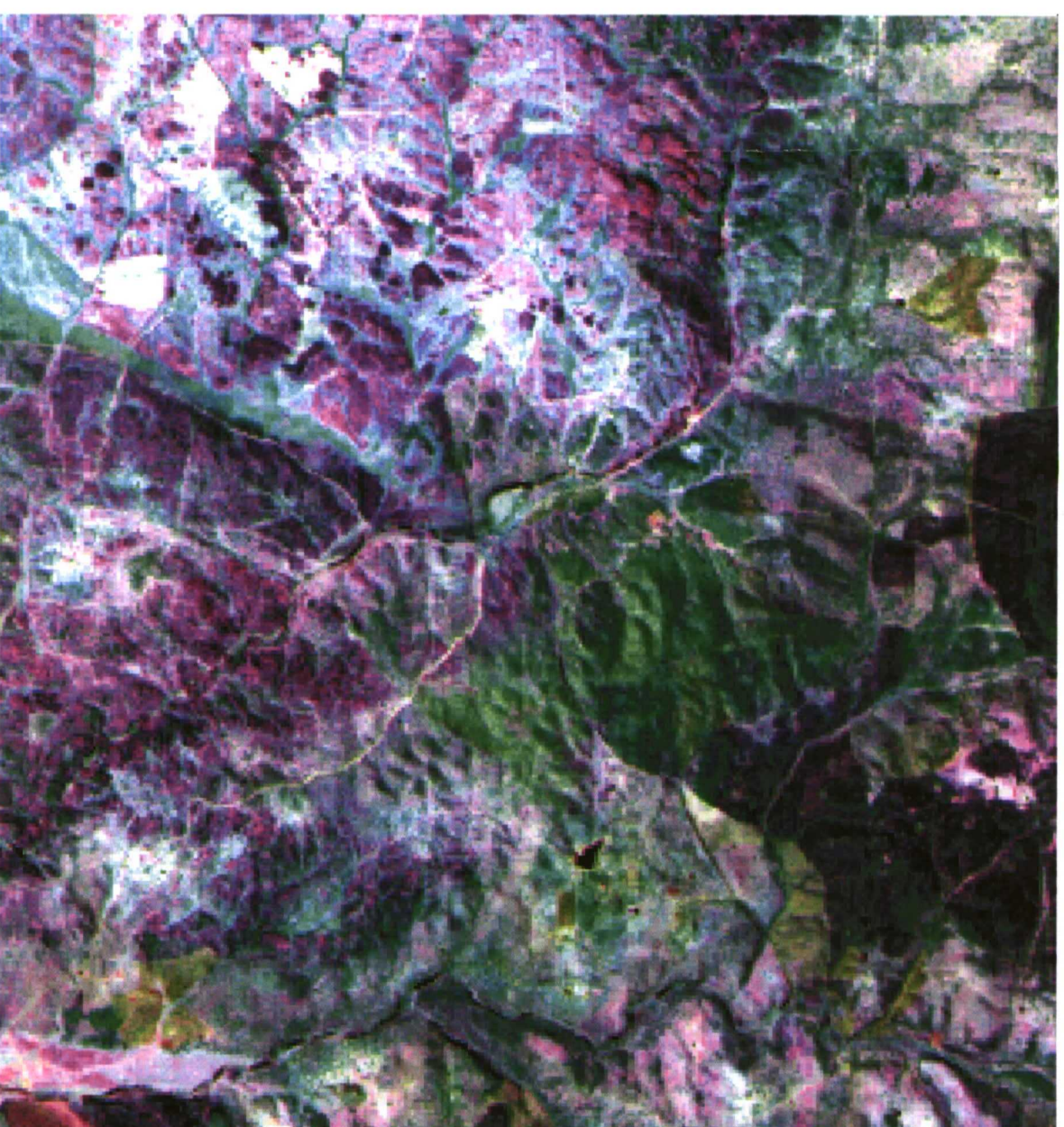
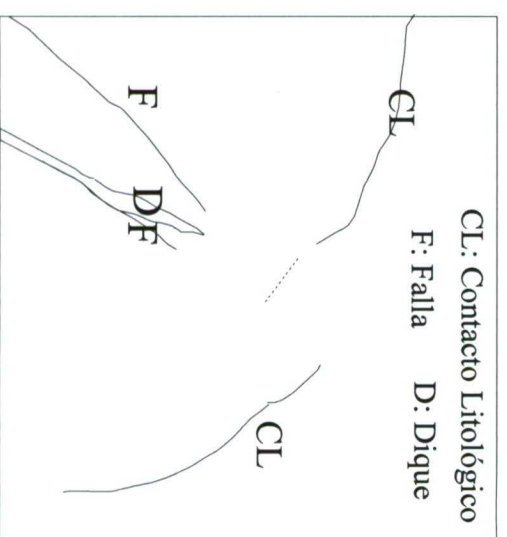
3-5-2



5-3-2



4/3-5/7-4/5

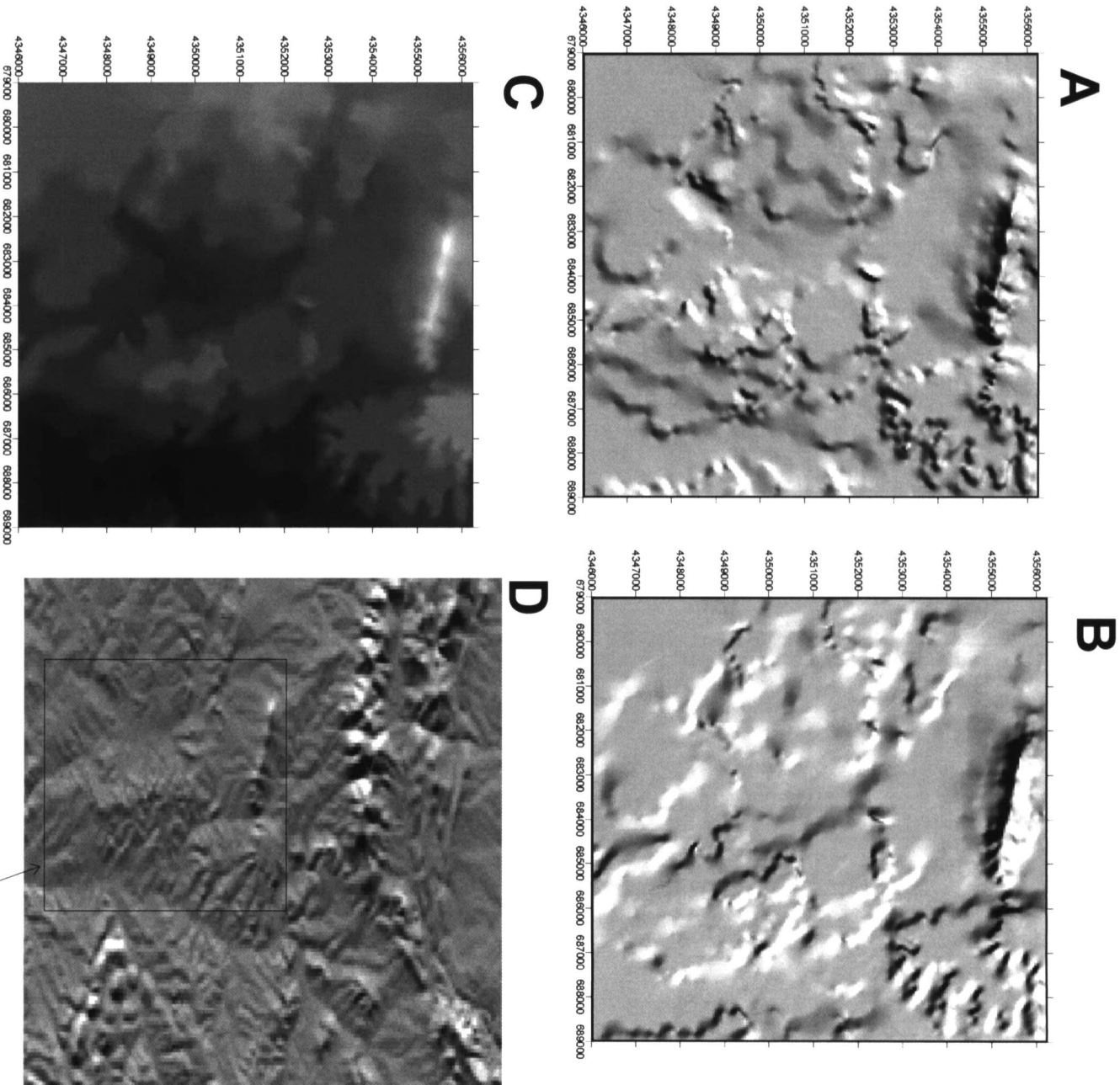


5-7-4

escala aproximada  
0 1km

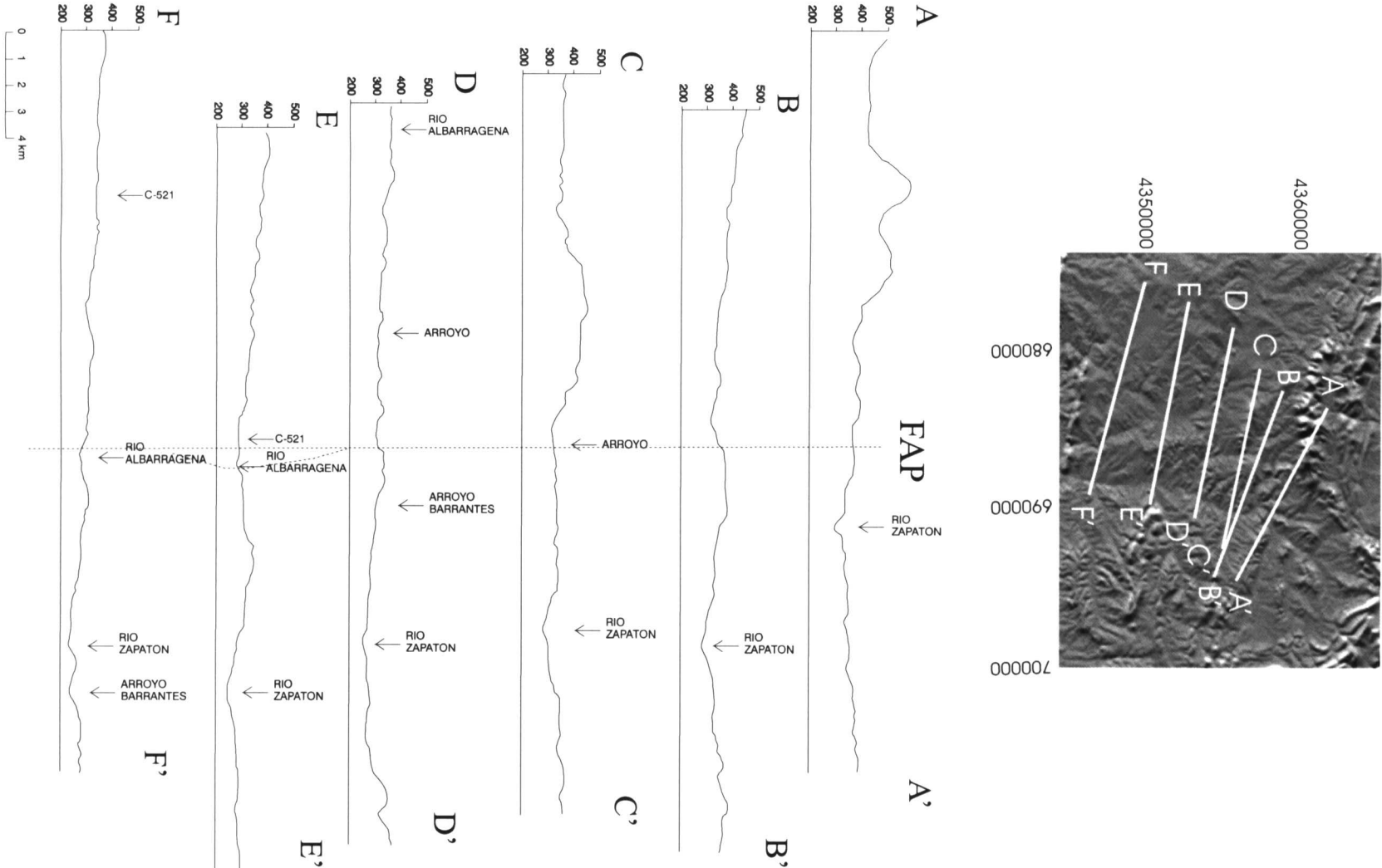
**Figura 4.56** Imágenes de satélite del área de Ribera de Albarragena. Los números corresponden a combinaciones de bandas Landsat en azul, rojo y verde, respectivamente. Imágenes no georeferenciadas.





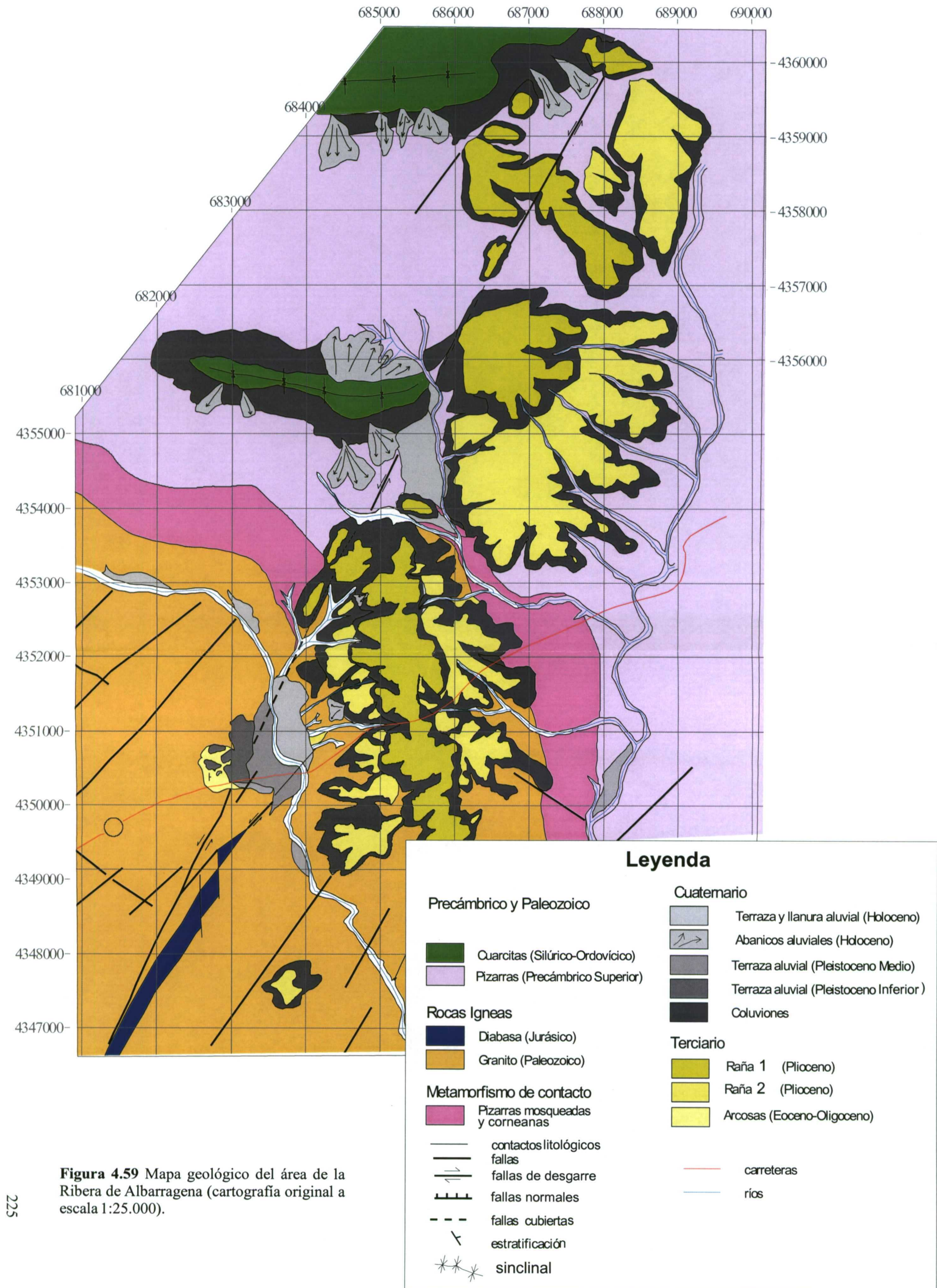
Figuras A, B y C

**Figura 4.57** Modelo digital del terreno del área de la Ribera de Albarragena. Modelo construido en este estudio sobre el mapa topográfico del SGE: A) y B) mapas sombreado desde el NE y NW, respectivamente y con un exageración vertical de un factor de 8. C) Elevaciones coloreadas en tonos grises (oscuros son las cotas más bajas). D) Modelo publicado por el Servicio Geográfico del Ejército (SGE, 1997)



**Figura 4.58** Perfiles topográficos perpendiculares a la dirección principal de la FAP en el área de la Ribera de Albarragena

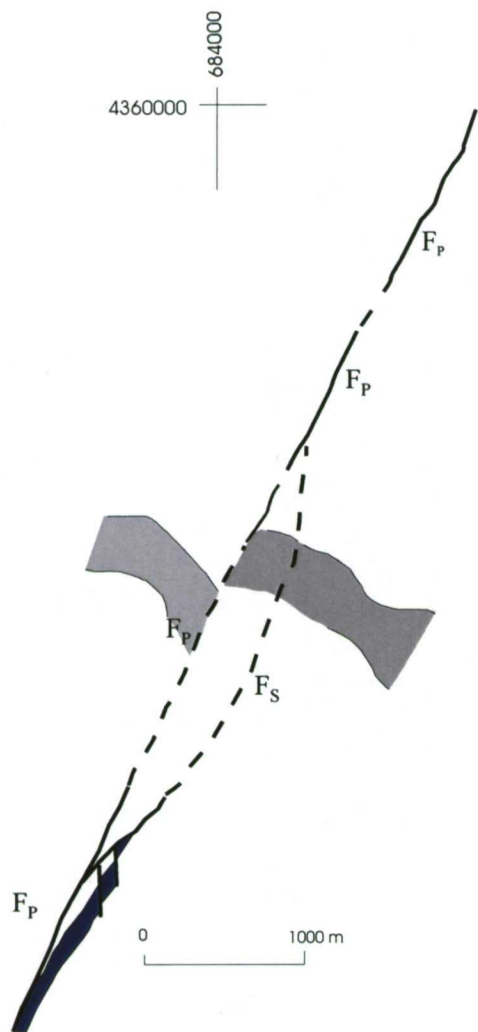






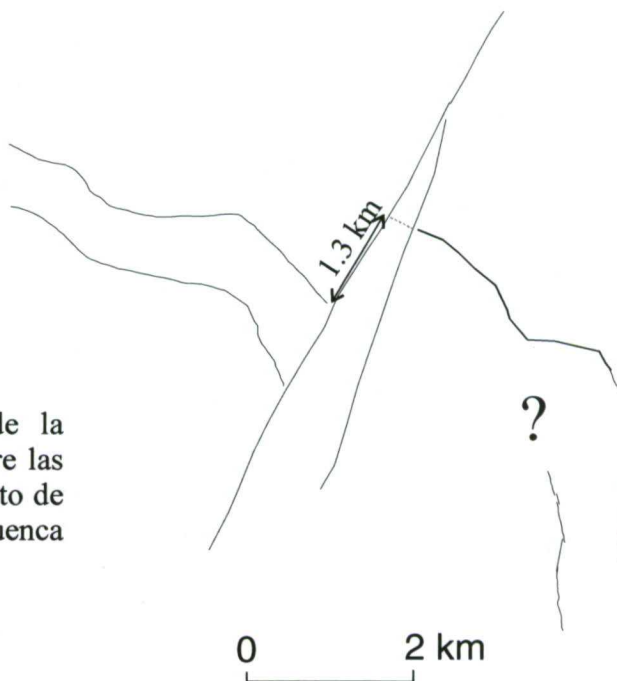


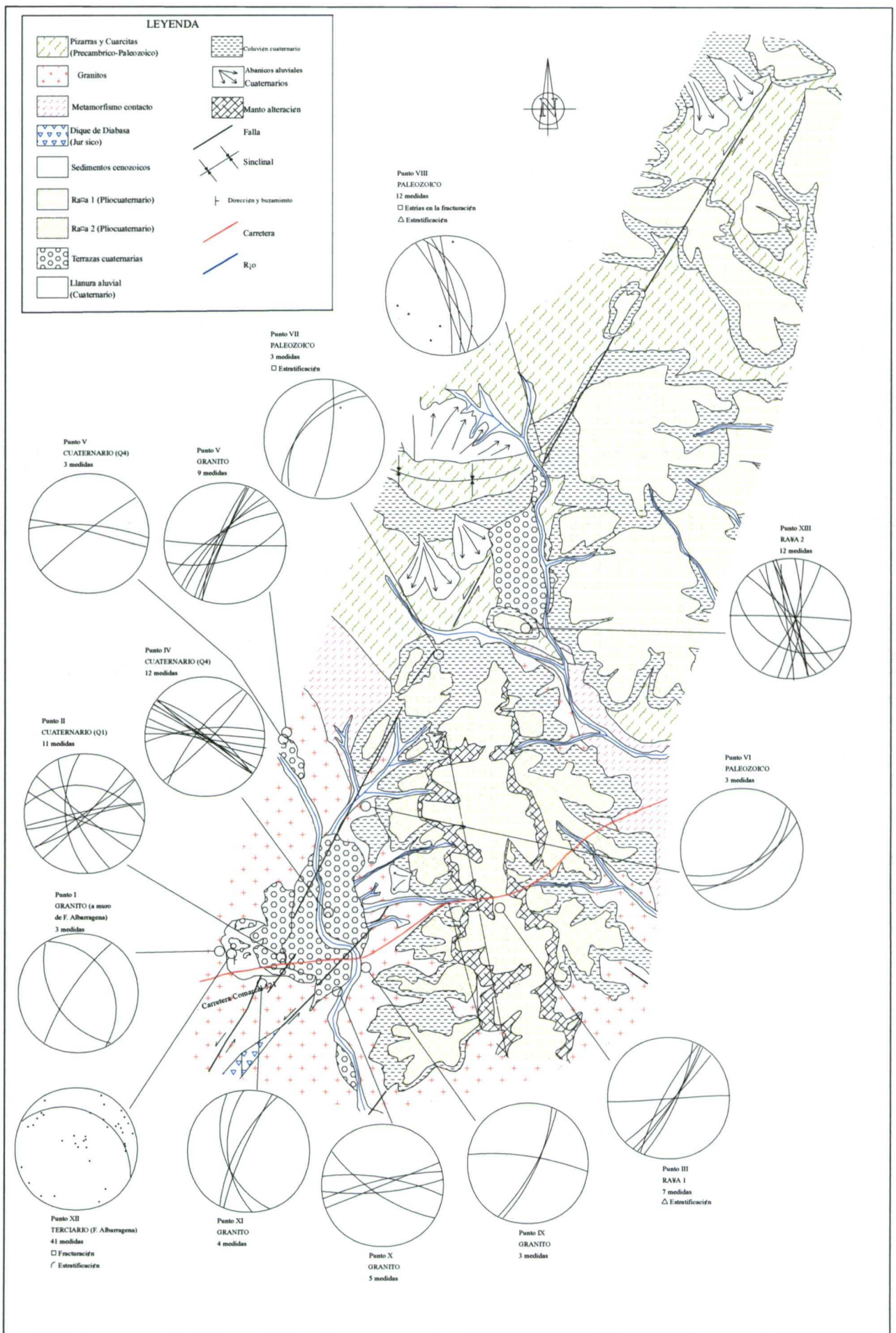




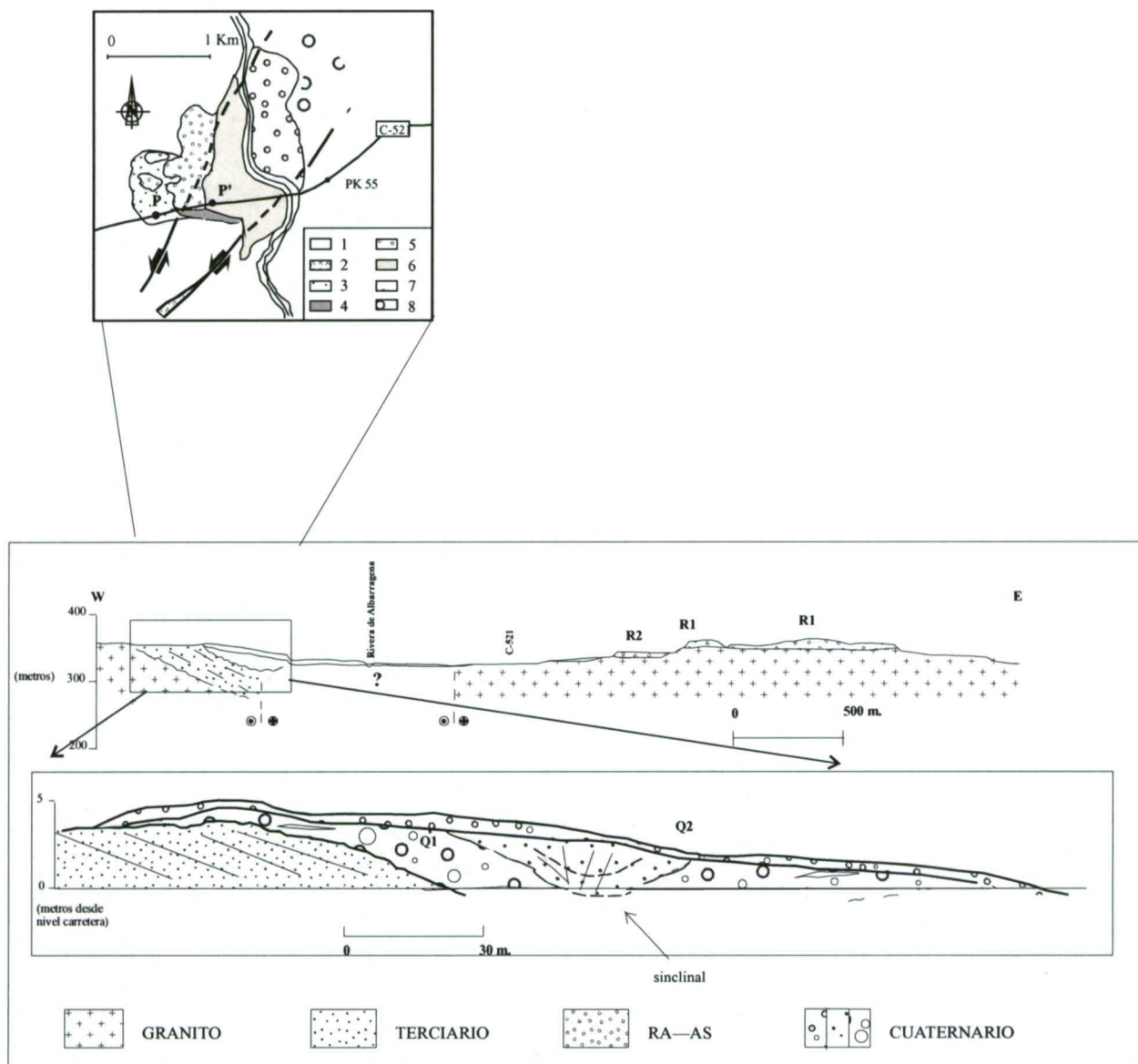
**Figura 4.61** Cinemática de las estructuras que forman la cuenca de Albarragena. La trama gris representa la banda de metamorfismo de contacto extrapolada a la falla (no se ha podido cartografiar en detalle). DAP : Dique de Alentejo-Plasencia

**Figura 4.62** Restauración de la deformación en el contacto entre las Pizarras precámbricas y el granito de Alburquerque en el área de la Cuenca de Ribera de Albarragena.



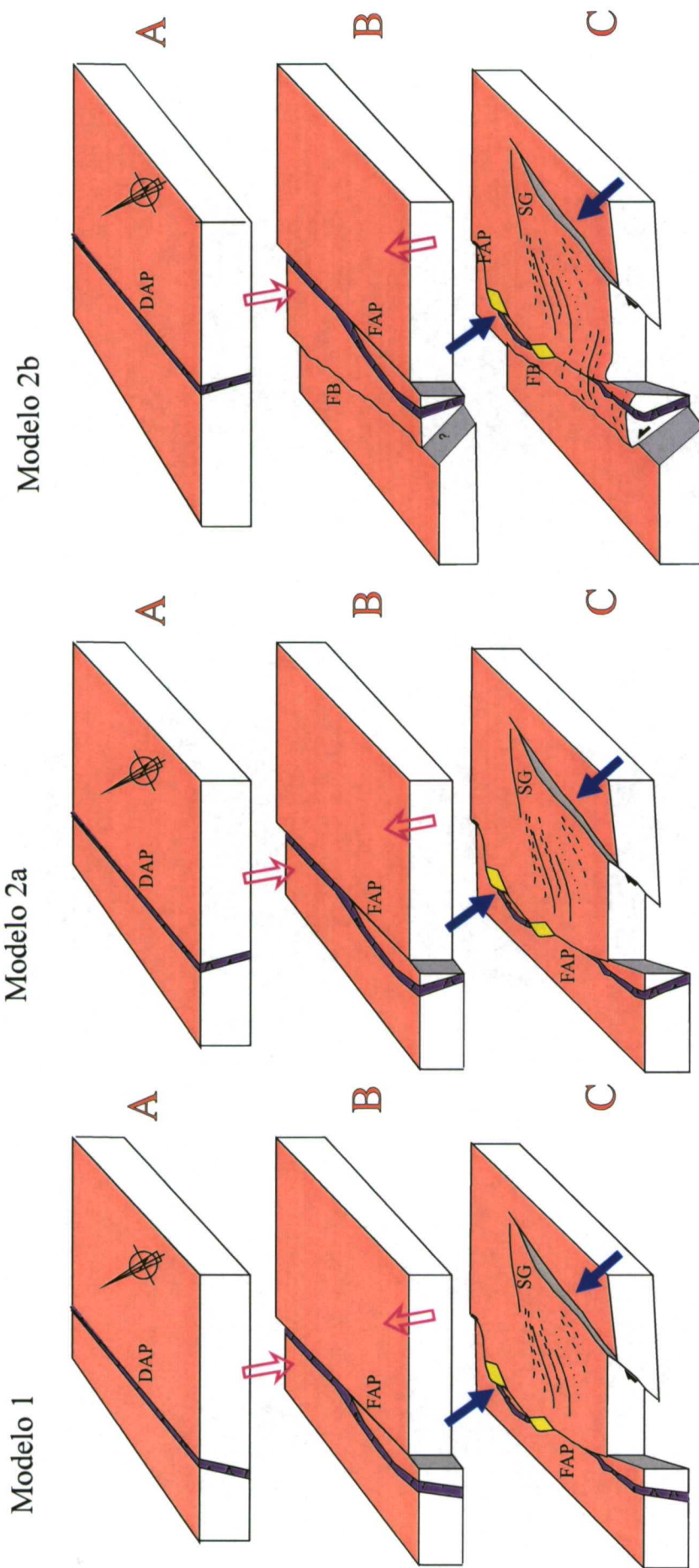


**Figura 4.63** Medidas de fracturación en el área de la Cuenca de Ribera de Albarragena.



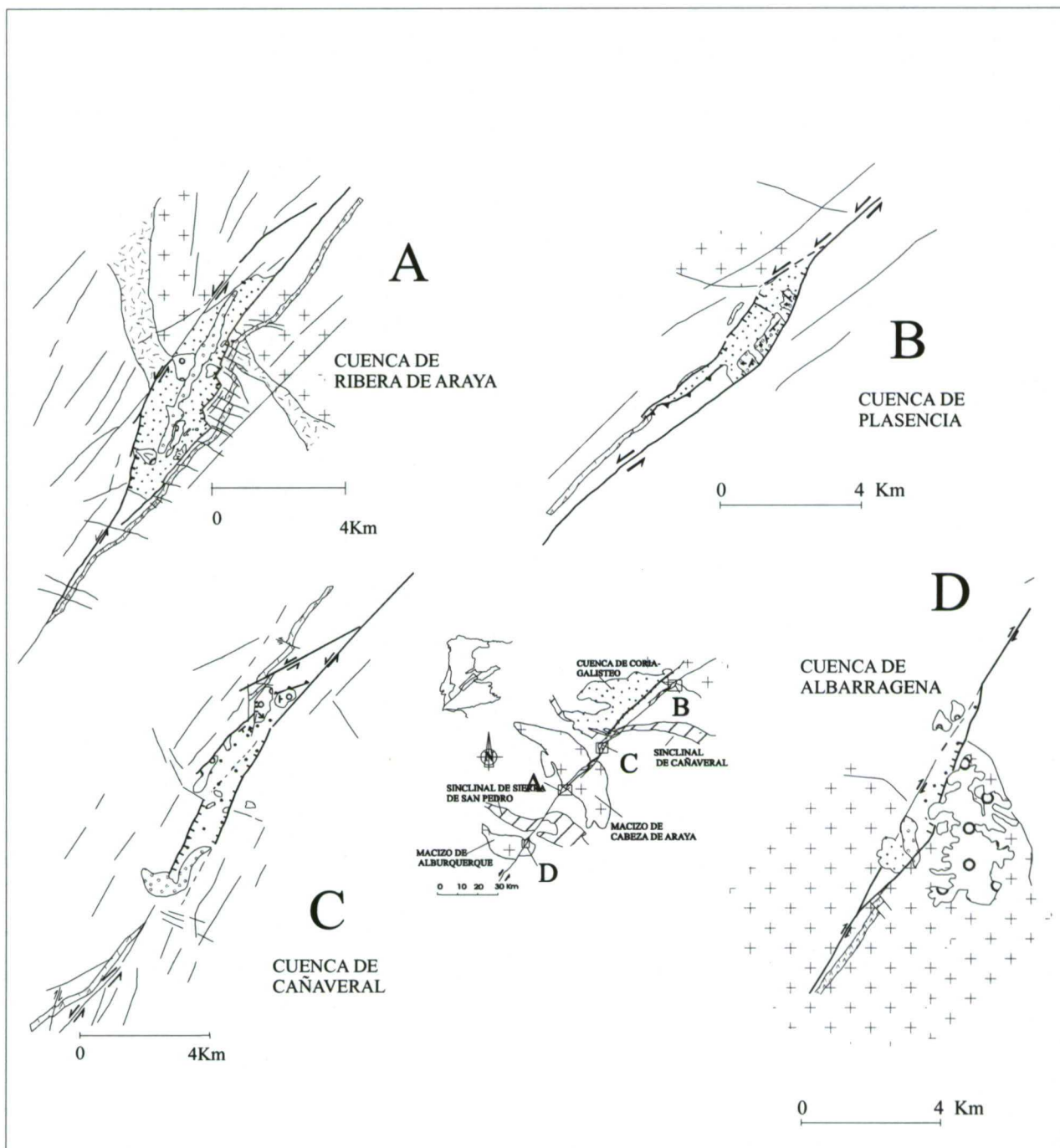
**Figura 4.64** Deformación en la terraza cuaternaria Q1 (Pleistoceno Inferior) por la Falla de Alentejo-Plasencia.



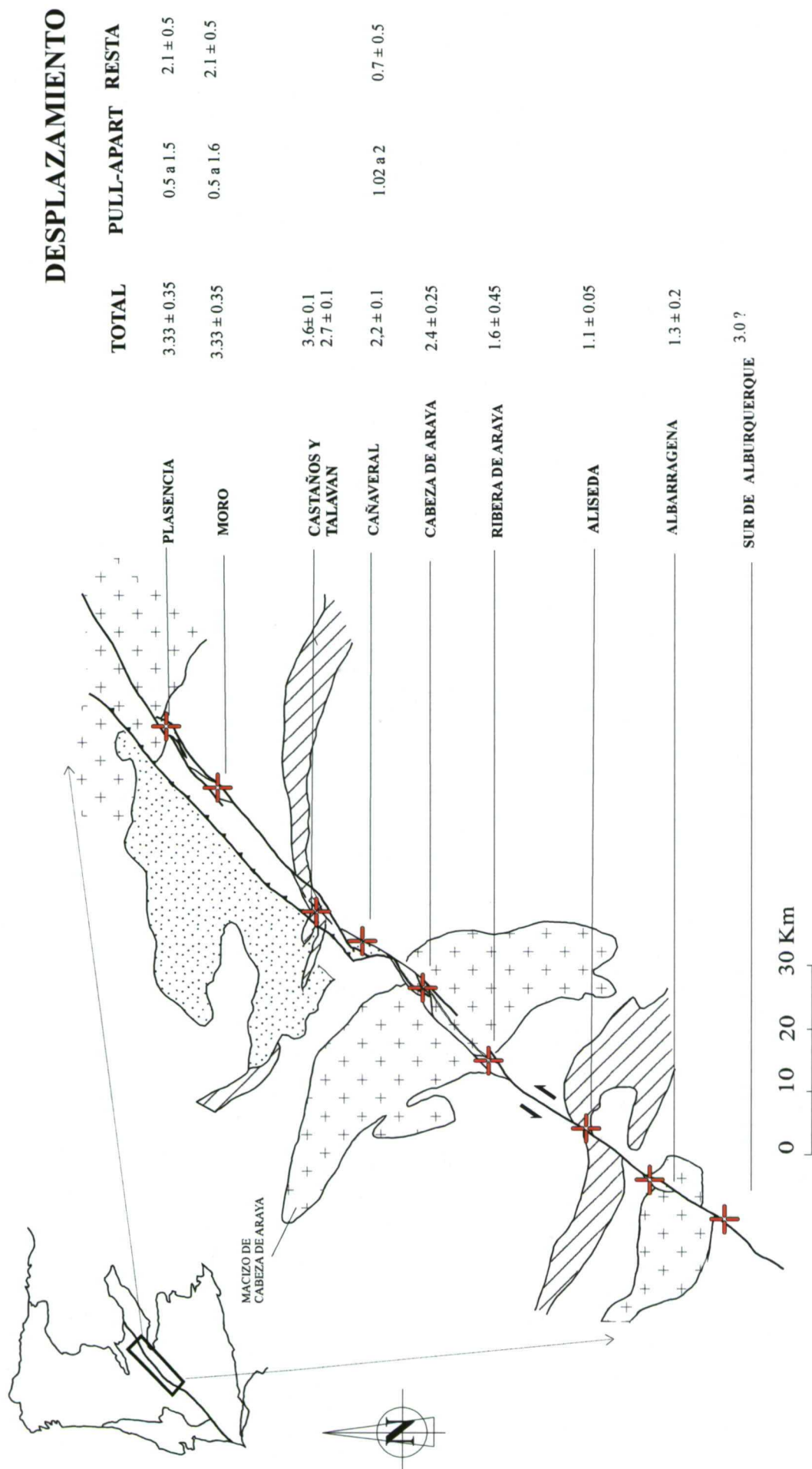


**Figura 4.65** Modelos de la relación geométrica entre el dique (DAP), la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) y la falla de Béjar (FB). Evolución del dique y de la falla de Alentejo-Plasencia: A) antes del Terciario, B) durante el Terciario, C) durante el Aragoniense medio.

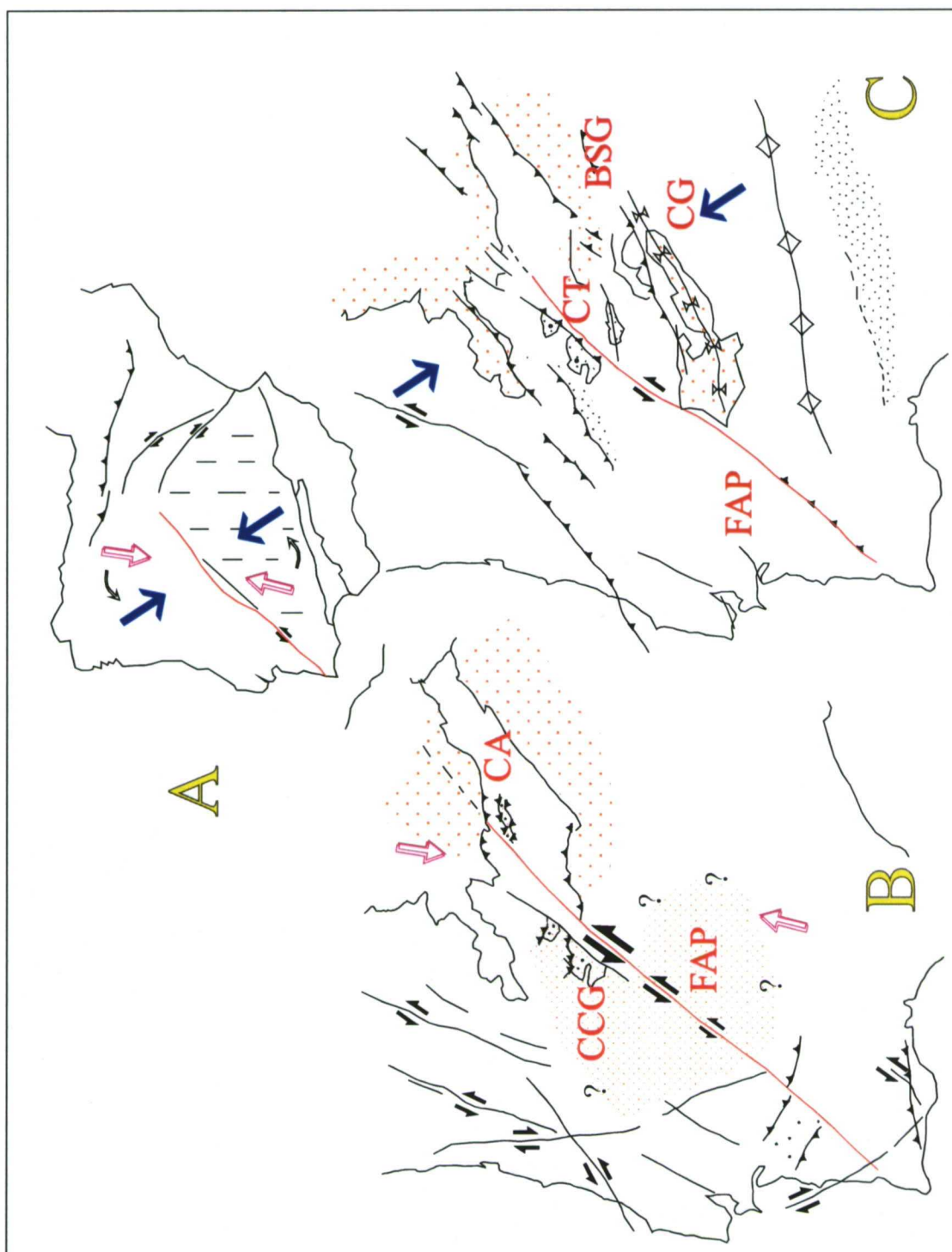




**Figura 4.66** Cuencas *pull-apart* del sector sur de la falla de Alentejo-Plasencia en territorio español.

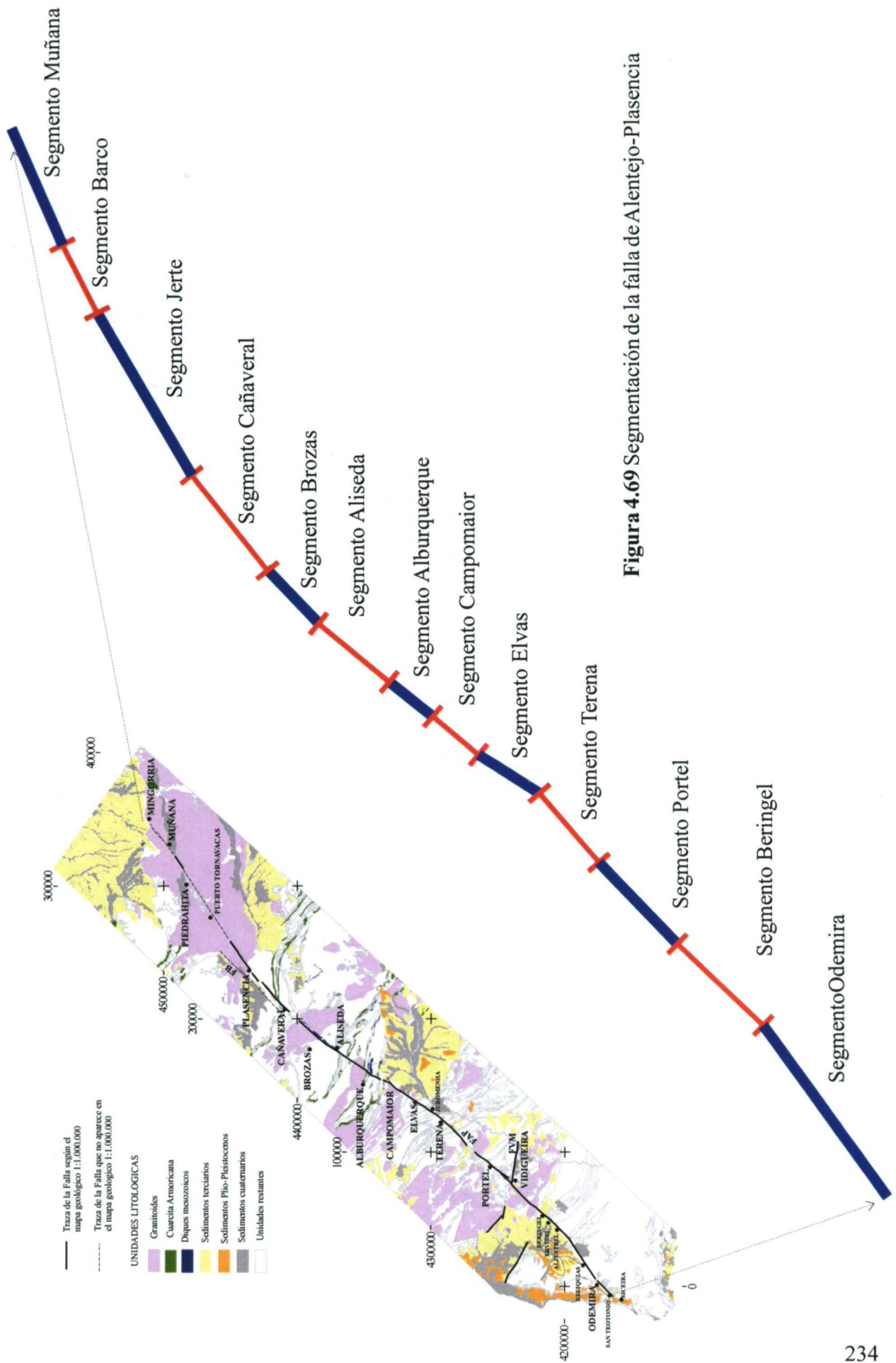


**Figura 4.67** Desplazamiento total, desplazamiento asociado a la formación cuencas pull-apart y desplazamiento resta de la falla de Alentejo-Plasencia en la zona de estudio. El desplazamiento en Alburquerque que no ha sido analizado en este estudio.



**Figura 4.68** Esquema de evolución geotectónica de la Falla de Alentejo-Plasencia(FAP) durante las dos etapas de compresión alpina en el interior de la península. A) Situación general de la falla durante la colisión. B) Fallas activas durante el Paleógeno. La disminución de tamaño de flecha en la FAP indica una posible disminución del movimiento horizontal. C) Fallas activas en el Aragoniense medio. CCG, Cuenca Coria-Galisteo. CA, Cuenca de Ambles. BSG, Bloque de la Sierra de Guadalupe. CT, Cuenca de Talaván. CG, Cuenca del Guadiana. (modificada de Capote y Villamor, 1999).





**Figura 4.69** Segmentación de la falla de Alentejo-Plasencia



## **5.0. LA PELIGROSIDAD SÍSMICA DE LA FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA Y DEL CONJUNTO DEL MACIZO HESPERICO**

### **5.1. INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se presentan los resultados del estudio de peligrosidad sísmica en el área del Macizo Hespérico. Para investigar la influencia de los parámetros de falla en los cálculos de peligrosidad sísmica, se ha realizado un estudio de sensibilidad. Si se pretendiera realizar un estudio de peligrosidad completo en este tipo de área (con grandes incertidumbres en los parámetros de cálculo), sería más recomendable llevar a cabo un estudio con estructura de árbol lógico (apartado 2.2.). Para el objetivo de este estudio, la ventaja de realizar un análisis de sensibilidad, es que nos permite evaluar cuál es la influencia en los valores de peligrosidad, de los parámetros de interés, uno por uno. Se ha intentado caracterizar todos los parámetros de falla de la forma más rigurosa posible, aunque, en muchos casos, dado que la información disponible no es completa, ha sido necesario asumir su idoneidad.

Una vez definidos los parámetros de falla y sus características, se han realizado dos tipos de estudio de sensibilidad y un mapa de peligrosidad sísmica del área. Así pues, el estudio de peligrosidad sísmica queda dividido en tres partes:

- Se ha realizado un cálculo de la peligrosidad sísmica en la ciudad de Plasencia, modelizando sólo una fuente falla genérica, representativa de las fallas activas del MH. Se ha caracterizado la falla de Alentejo-Plasencia (FAP), pues los modelos de segmentación asignados a la falla cubren el rango de longitudes típicas de segmentos de falla en esta región. Además, se ha asignado un rango valores de recurrencia de terremotos (tasas de deslizamiento) típicos de la región. Para ello, se ha recopilado previamente la información pertinente a fallas activas del Macizo Hespérico. Con este estudio se ha pretendido analizar la sensibilidad de la peligrosidad sísmica en una localidad situada muy cercana a una falla, a valores de magnitud y recurrencia de terremotos típicos del Macizo Hespérico.
- Se ha realizado un estudio de peligrosidad en tres emplazamientos en la zona de baja sismicidad de la Península Ibérica: Plasencia, Coria y Valladolid. En ellos se ha llevado a cabo una modelización de fuentes sísmicas tipo “área” (apartado 2.2.3.) y tipo falla (fallas activas más importantes del Macizo Hespérico). Se pretende analizar la influencia relativa de las fuentes falla y fuentes área para distintas distancias a las fallas principales.
- Finalmente, se ha seleccionado una de las múltiples combinaciones del estudio de sensibilidad anterior, que se considera representativa de valores medios de curvas de peligrosidad en el área, y se ha realizado con ella un mapa de peligrosidad del Macizo Hespérico. Este ejercicio pretende investigar cual es la contribución de la caracterización de fuentes falla a los mapas de peligrosidad sísmica.

### **5.2. CARACTERÍSTICAS DE LA RECURRENCIA DE LA SISMICIDAD: DATOS DE FALLAS, SISMICIDAD Y GEODÉSICOS.**

En este apartado se analizan los datos científicos que ayudan a entender la recurrencia de los terremotos en el Macizo Hespérico. La definición de las fuentes

sismogenéticas se realiza sobre la base de datos geológicos, sismológicos y geodésicos existentes, por eso, se presenta, a continuación, un breve resumen de los datos más relevantes. Desde el punto de vista de los valores de peligrosidad sísmica, este estudio solo se centra en el área del Macizo Hespérico, y, por tanto, la información sobre fallas activas o potencialmente activas se realiza exclusivamente en esta área. Sin embargo, la definición de las fuentes área se ha extendido a todo el área Ibero Magrebí, pues todas las fuentes área influyen sobre los valores de peligrosidad del Macizo Hespérico, en mayor o menor medida.

Por eso se presenta, también, información científica general sobre el área Ibero Magrebí adicional a la presentada en el apartado 3.3. Es importante resaltar que, para estudios de peligrosidad en zonas fuera del Macizo Hespérico, la definición de fuentes sismogenéticas tipo falla de este estudio no es apropiada. Para estudios en otras zonas del área Ibero-Magrebí se deben caracterizar las fallas activas correspondientes a esa zona.

### **5.2.1. Las fallas del Macizo Hespérico**

Las fallas, que se han caracterizado como fuentes sismogenéticas, son las principales fallas del Macizo Hespérico de actividad reciente demostrada o en las que se sospecha su actividad neotectónica (Figura 5.1). Aunque el concepto original de Macizo Hespérico (Julivert, 1971; apartado 3.3.2.) no está relacionado con la tectónica activa, el área que ocupa presenta unas características geológicas y sísmicas distintas del resto de la Península Ibérica y de interés para este estudio. Por esta razón, se ha conservado la nomenclatura de Macizo Hespérico a lo largo del presente documento para denominar el área de estudio.

Las características del Macizo Hespérico de interés para este estudio son: la baja tasa de deformación tectónica actual; el contexto geomorfológico particular de zona intraplaca; y la edad, litología y expresión de actividad reciente de las formaciones geológicas deformadas. El área ocupada por el Macizo Hespérico representa la zona de tasas de deformación reciente más bajas de la Península Ibérica (Figuras 1.1 y 3.21) y, por tanto, es difícil separar movimientos muy recientes (cuaternarios) de movimientos terciarios.

Las estructuras tectónicas activas en el Macizo Hespérico no suelen tener movimientos de gran magnitud, y su expresión reciente depende fundamentalmente del tipo de movimiento. Así, fallas de componente de deslizamiento vertical importante, presentan una expresión tectónica reciente más evidente que las fallas de desgarre. Por ejemplo, fallas inversas han dado lugar relieves y a las grandes cuencas con depósitos sedimentarios. Incluso, la pequeña magnitud de movimientos verticales en estructuras alpinas, en casi todo el área, da lugar a pequeñas cuencas sedimentarias, que sólo desarrollan facies proximales. En estas últimas, la falta de movimientos verticales grandes ha conservado superficies de erosión antiguas y sus productos de alteración en gran parte del Macizo Hespérico, que son buenas referencias para los estudios de tectónica reciente. En contraposición a las fallas de componente vertical, las fallas cuyo movimiento principal es horizontal, generan pocos sedimentos terciarios o cuaternarios, y no dislocan verticalmente superficies de edades conocidas, con lo que su actividad reciente es más difícil de estudiar.

Estas condiciones hacen que se hayan considerado, como fallas potencialmente activas, a aquellas que, al menos, tienen signos de actividad tectónica alpina

(generalmente ligadas a cuencas sedimentarias), aunque su actividad reciente no haya sido constatada anteriormente. Las fallas se definen como potencialmente activas, si se han movido dentro del régimen tectónico actual (*current tectonic regime*, Muir Wood y Mallard, 1992). El régimen tectónico actual es el período en el cual los esfuerzos tectónicos tienen la misma dirección y el mismo régimen, en términos de tensiones principales, que en la actualidad. Algunos autores consideran que el período neotectónico, en la Península Ibérica, empieza en el límite Mioceno Medio-Mioceno Superior (desde al menos hace 11-12 Ma, Baena *et al*, 1991). Otros autores consideran que el período neotectónico empieza a finales del Plioceno, momento en que tras una calma tectónica en el Plioceno relacionada con una extensión E-W en el arco de Gibraltar, tiene lugar una compresión NE-SW hasta el presente (Cabral, 1995).

En este estudio, por la dificultad en evaluar si las fallas se han movido durante el Cuaternario en el área del Macizo Hespérico (en muchos casos no existen estudios de actividad de fallas), se han incluido todas aquellas estructuras principales que están relacionadas con cuencas sedimentarias terciarias (incluso las que tienen relleno sedimentario anterior al Mioceno Medio). Con esto no se afirma que todas las estructuras modelizadas sean activas pero son potencialmente activas.

En casos en los que las estructuras son complejas, se ha tomado la falla mayor representante del conjunto de fallas de características comunes. Sólo las fallas grandes producen terremotos suficientemente grandes, para tener implicaciones en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Esta simplificación es correcta, para el objetivo de este estudio, pero en estudios locales todas las fuentes sísmicas deben ser modelizadas.

En el Macizo Hespérico, la edad de los movimientos tectónicos recientes está basada en la edad de las formaciones sedimentarias deformadas, tales como sedimentos terciarios de facies generalmente proximal, raña o terrazas fluviales cuaternarias. Estas formaciones son, generalmente, de carácter azoico (apartados 3.3.1. y 3.3.3.) y, por tanto, no son apropiadas para usar que técnicas de datación absoluta (Cabral, 1995 entre otros). Sólo en pocas zonas de la Península este tipo de sedimentos se ha podido datar (por ejemplo, la raña en Portugal se ha podido datar de forma relativa, en relación con formaciones marinas con fósiles, Cabral 1995; Pimentel, 1997; y algunas terrazas cuaternarias tienen fósiles o restos arqueológicos, apartado 3.3.4.). Además, en toda esta área, solamente la falla de Tejo inferior presenta un estudio de paleosismicidad (Apéndice 3). Por tanto, se puede concluir que existen muchas incertidumbres en la datación de los movimientos tectónicos recientes en esta área.

En la zona de Portugal, datos sobre deformaciones más recientes han sido recopilados por Ribeiro y Cabral (1988) y Cabral (1995). Estos datos han sido, además, cuantificados por Cabral (1995) de forma que los resultados pueden ser aplicados directamente a cálculos de peligrosidad sísmica. Por ejemplo, la Tabla 5.1 recoge las tasas de deslizamiento estimadas por Cabral (1995) para todas las fallas activas del territorio portugués. Esta tabla también recoge la información más relevante de las estructuras en la parte española. La información existente sobre estas estructuras se resume en el Apéndice 3.

Se ha creado una base de datos de las principales estructuras posiblemente activas del Macizo Hespérico. Esta recopilación se ha estructurado sobre la base de unidades tectónicas dentro del Macizo Hespérico definidas por la orogenia alpina. Las zonas se van a dividir, principalmente, por su configuración del relieve, que corresponde al estilo tectónico alpino predominante, aunque no único, de las estructuras





Tabla 5.1 Datos de fallas activas o posiblemente activas del Macizo Hespérico

Zona del Macizo Hespérico	Falla	Dirección	Buz	Tipo	Longitud de falla (km)	Desplaz. total horiz. (km)	Desplaz. total vert. (km)	Edad movimiento mas reciente *	Desplaz. horiz. mov reciente (m)	Desplaz. vert. mov reciente (m)	Desplaz. total mov reciente (m)	Tasa desplaz. horiz. (mm/a)	Tasa desplaz. vert. (mm/a)	Tasa desplaz. total (mm/a)	Referencia
A1 Cantabrica y Montes de Galicia-Leon	Ventaniella	NW-SE		desgarre	230	4		Pleistoc Inf (sed)							1
	Centro Asturias	E-W		inversa	90			Mioceno (sed)							2, 3
	Occ Asturias	NNE-SSW		inversa	10			Mioceno (sed)							4
	N Duero	E-W		inversa											5, 3
	Leon	E-W		desgarre	140										5, 3
	Sabero-Gordón	E-W		desgarre	110			Turol-Plioc (sup) (Pleistoc Inf)		75-100			0.015-0.06		5, 3
	Porma	ENE-WSW		desgarre	45					10			0.012-0.05		3
	Galicia Sur	NW-SE		desgarre				Mioceno							4, 6
	Galicia Norte	NW-SE		desgarre				Mioceno							4, 6
	Galicia Centro	NW-SE		desgarre				Mioceno							4, 6
	Sarria	NNE-SSW		inversa				Mioceno							4, 6, 7
	Montforte	NNE-SSW		desgarre				Mioceno							4, 6
	Bierzo	E-W		inversa				Mioceno							4, 6, 8
A2 Sistema Central	Norte Sist. Central	ENE-WSW		inversa			~3								9
	Sur Sist. Central	ENE-WSW	35	inversa	100			Plioceno (rañas)		60			0.075-0.1		10, 11, 12
	Seia-Lousa	NE-SW		inversa	45			Plioceno (rañas)							13
	Sobreira-Grade	NE-SW		normal	15	1.5		Plioceno (rañas)		50-100	65-130		0.026-0.065		13
	Ponsul	NE-SW	50	inversa	120			Plioc (rañas) 2.5 -2 Ma		10			0.03-0.1		13, 14
	Ponsul	NE-SW		inversa				Pleistoceno 0.3 a 0.1 Ma							13, 14
	Nazare-Pombal	NE-SW		inversa				Plioc (rañas) 3-2.5 Ma		175			0.058-0.07		13
A3 Sierra Morena	Nazare-Pombal	NE-SW		inversa				rañas 2-1.6 Ma		150			0.075-0.094		13
	Sierra Albarrana	E-W / NW-SE		normal-desgarre											15, 16
B1	Portillas	E-W		normal	50 ?			rañas							17
	Monte Chao	N-S		desgarre-inversa	90			Pleis. Medio / Sup (100-200)							13
Meseta Norte	Manteigas-Bragança	NE-SW		desgarre	250	8		2.5 -2 Ma	1000	150-200		0.4-0.5	0.06-0.1		13, 18
	Manteigas-Bragança	NE-SW		desgarre	250			Pleis Medio / Sup (100-200)		15-20			0.075-0.2		13, 18
	Penacova-Verin	NE-SW		desgarre	200	3.4		Plioceno /Cuater/ Sup		100					13
B2 Meseta Sur	N Cuenca Guadiana	ENE-WSW		inversa				Mioceno							este estudio
	Béjar	NE-SW		inversa	60										19
	Alentejo-Plasencia	NE-SW		desgarre		3.3 ??		2.5-2 Ma	100				0.04-0.05	0.07-0.056	este estudio
	Alentejo-Plasencia	NE-SW		desgarre				Pleistoceno					0.035-0.095		13
	Vidigueira -Moura	N 100		inversa	65			2 Ma		50 (raña) 10-30			0.005-0.015		20
	Vidigueira -Moura	N 101		inversa											13
	Sor-Montenegril	NE-SW		desgarre											13
	Tejo Inferior	NE-SW		normal-desgarre				2865-2490 BC					3.5	0.72-0.78	13
	Tejo Inferior	NE-SW		normal-desgarre				365-655AD					0.7		21
	Grandola	WNW-ESE		desgarre normal	31-65			2.5 - 2 Ma		150			0.06-0.075	0.54-0.44	13

Referencia:

- 1 = Nozal y Gracia, 1990; 2 = Lepvrier y Martínez-García, 1990; 3 = Alonso *et al.*, 1996; 4 = Martín-Serrano *et al.*, 1996.  
5 = Santisteban *et al.*, 1996; 6 = Santanach, 1994; 7 = Martínez-Díaz *et al.*, en prep; 8 = Martín Parra, 1987.  
9 = Sanchez-Serrano, 2000; 10 = De Vicente *et al.*, 1996; 11 = Calvo *et al.*, 1996; 12 = Sanchez-Serrano, 2000.  
13 = Cabral, 1995; 14 = Moreno Serrano, 1990; 15 = Gonzalez Vallejo *et al.*, 1997; 16 = Herraiz *et al.*, 1996.  
17 = Gracia Prieto *et al.*, 1991; 18 = Dias y Cabral, 1991; 19 = Bascones y Martín Herro, 1987.  
20 = Brum, 1990 en Cabral, 1995; 21 = Fonseca *et al.*, 2000.

que lo componen. Se diferencian, así, dos grupos de unidades en el Macizo Hespérico: *zonas de relieves elevados* y *zonas de relieves planos*. Las zonas de relieves elevados se pueden subdividir en tres áreas: la Cordillera Cantábrica y los Montes de Galicia-León; el Sistema Central; y Sierra Morena.

Las *zonas de relieves planos* son dos: la Meseta Norte; y la Meseta Sur, que corresponden con la extensión geográfica de las mesetas a ambos lados del Sistema Central.

#### 5.2.1.1. Fallas en zonas de relieves elevados

Las zonas de relieves elevados del Macizo Hespérico se caracterizan principalmente por la existencia de fallas inversas que dan lugar a movimientos verticales relativamente grandes y, por tanto, a elevados relieves de hasta 2.600 m en el Sistema Central.

#### *La Cordillera Cantábrica y los Montes de Galicia-León*

La Cordillera Cantábrica y los Montes de Galicia-León (Figura 3.19a) tienen estructuras tectónicas propias de la orogenia varisca y posvarisca, que han sido reactivadas en el ciclo alpino y/o que muestran signos de neotectónica. En el sector de la Cordillera Cantábrica, las fallas y pliegues se reparten la deformación alpina con una geometría vergente al sur (Martín-Serrano *et al*, 1996; Alonso *et al*, 1996). En el borde de la Cuenca del Duero, no aparece una falla inversa única como responsable de la elevación (Alonso *et al*, 1996). En Galicia, los cabalgamientos en el borde sur producen la elevación del basamento hercínico como consecuencia de la compresión desarrollada, probablemente en el Oligoceno final y Mioceno inferior (Santanach, 1994). En el antepaís, esta compresión es responsable de la creación de cuencas de diverso tipo, rellenas con sedimentos sintectónicos. Pequeñas cuencas compresivas y de desgarre controladas por fallas de dirección NE-SW y NW-SE de rellenos sedimentarios de edad Oligoceno-Mioceno Inferior son muy abundantes en esta zona. A continuación, se enumeran estructuras activas o potencialmente activas más relevantes de esta zona. (Apéndice 3; Figura 5.1):

- La Falla de Ventaniella.
- La Falla de Asturias Central.
- La Falla de Asturias Occidental.
- La Falla del borde norte de la Cuenca del Duero; la falla de Sabero-Gordón; la falla de León.
- La falla de Porma.
- La falla del Bierzo.
- La falla de Galicia Norte, Galicia Central y Galicia Sur.
- La Falla de Sarria.

#### *El Sistema Central*

El Sistema Central (Figura 3.19a) se ha definido como una cadena de bloques tipo *pop-up* (Warburton y Alvarez, 1989), con despegues de basamento y cobertera a partir de un despegue principal en el Moho (Ribeiro *et al*, 1990), o con despegues en los propios materiales del zócalo (De Vicente, 1988; Capote *et al*, 1990; De Vicente *et al*, 1992). También, se ha definido como un sistema de bloques rotados y elevados (Vegas

*et al*, 1990). Se trata de bloques levantados por compresión mediante reactivación de fallas tardihercínicas o fallas neoformadas durante el ciclo alpino. Los cabalgamientos elevan el relieve hasta cotas importantes (2.500 m). El Sistema Central está formado por varias sierras cuyas direcciones principales son NE-SW aunque hay tramos de dirección E-W. Las fallas potencialmente activas son (Apéndice 3; Figura 5.1):

- La Falla del borde sur del Sistema Central.
- La Falla de borde norte del Sistema Central.
- La Falla de Seisa-Lousa.
- La Falla de Sobreira-Formosa-Pomar-Grade.
- La Falla de Ponsul.
- La Falla de Nazaré-Pombal.

### *Sierra Morena*

La Sierra Morena presenta el abultamiento flexural de antepaís de la Cordillera Bética (Figura 3.19a), con un flanco más inclinado hacia el SE, en el que se encaja la red de drenaje hacia el valle del Guadalquivir, y un flanco más suave, buzante al NW, que enlaza con la cuenca del Guadiana. Su culminación se sitúa en la zona oriental, donde alcanza cotas de más de 800 m. Existen varias fallas que pueden ser potencialmente activas. Se ha seleccionado sólo una de ellas por la dificultad de recopilar datos bibliográficos de tectónica reciente en esta área (Apéndice 3; Figura 5.1):

- La Falla de Sierra Albarrana.

#### 5.2.1.2. Fallas en zonas de relieve plano

Estas zonas tienen estructuras con diversos estilos de deformación, aunque predominan grandes fallas de desgarre y fallas menores inversas, que por sus dimensiones o aislamiento frente a otras fallas de las mismas características, no pueden conformar grandes relieves. Son áreas de antepaís moderadamente acortadas, que comprenden el área entre el Sistema Central y la cadena alpina septentrional (Sistema Pirenaico), por un lado, y el Sistema Central y el abultamiento del borde meridional, por otro (Figura 3.19a). En estas áreas se encuentran tanto litologías hercínicas como cuencas terciarias. Son de destacar las estructuras asociadas al antepaís de las montañas de Galicia. Se trata de fallas de dirección NE-SW entre Galicia y el norte de Portugal, que actuaron como desgarres sinestrales y que controlan cuencas cenozoicas

### *Meseta Norte*

Esta zona incluye la parte de Portugal al norte del Sistema Central y la cuenca terciaria del Duero (Figura 3.19a). En la primera zona predominan grandes fallas de desgarre (Cabral, 1995) mientras que en la cuenca del Duero la actividad reciente no define fallas claramente, sino alineaciones que parecen controlar el drenaje (Gracia Prieto *et al*, 1991; Martín-Serrano, 1989; Santisteban *et al*, 1996b). Sánchez-Serrano (2000) en un análisis de la topografía de esta área distingue pliegues de 20 km de amplitud y de direcciones paralelas a los bloques del Sistema Central, causados por la compresión actual. Las principales estructuras activas que se han podido caracterizar son (Apéndice 3; Figura 5.1):

- La Falla de las Portillas.

- La Falla de Monte Chao.
- La Falla de Manteigas-Vilariça-Bragança.
- La Falla de Penocova-Regua.

### *Meseta Sur*

Esta área comprende la zona entre Sierra Morena y el Sistema Central (Figura 3.19a). Agrupa por tanto, cuencas terciarias (Tajo, Sado, Guadiana) como zonas del Macizo Hespérico como Extremadura, Alentejo y Montes de Toledo. La fracturación que puede dar alguna información sobre movimientos recientes esta generalmente asociada a Cuencas terciarias. Las fallas activas y potencialmente activas son (Apéndice 3; Figura 5.1):

- Las Fallas que limitan el borde N de la Cuenca del Guadiana.
- La Falla de Béjar.
- La Falla de Vidigueira.
- La Falla de Grandola.
- La Falla del Río Sor-Montargil.
- La Falla de Alentejo-Plasencia.

### **5.2.2. La sismicidad de la Península Ibérica**

Las Figura 1.1 y 3.19 muestran los datos tectónicos, sismicidad y propiedades de la corteza que se han utilizado para dividir la zona Ibero-Magrebí en fuentes sísmicas tipo área. En la Figura 3.19.a se presenta una recopilación de estructuras terciarias y actuales más significativas del área. La Figura 1.1 muestra la distribución espacial de los terremotos desde 1900 hasta 1997, y la Figura 3.19b, los mecanismos focales de terremotos con  $M \geq 4.0$ , el espesor de la corteza continental en la Península Ibérica y la línea de profundidad batimétrica de 2000 m, que se ha considerado el límite entre corteza oceánica y continental.

En este estudio se han usado únicamente registros de terremotos con datos de magnitud, pues el cálculo de la peligrosidad sísmica que se ha realizado es en magnitudes. En el catálogo original proporcionado por el IGN, los registros anteriores a 1900 no tienen datos de magnitud de terremoto (apartado 2.2.3.), sólo intensidad, y algunos posteriores tienen magnitudes obtenidas de conversiones empíricas (de intensidad a magnitud). Se han desechado, por tanto, los registros anteriores a 1900 y algunos de los registros pos-1900 que no tenían datos de magnitud. De esta forma, se pierde parte de la información, pero se mantiene la objetividad. En cualquier caso, el estudio detallado de la parte histórica del catálogo sísmico se sale del ámbito de este estudio, pero es esencial en un estudio completo de peligrosidad.

#### **5.2.2.1. Homogeneidad del catálogo sísmico**

Como el cálculo de las magnitudes para las fuentes falla se ha realizado en  $M_w$  (magnitud momento), se han transformado las magnitudes del catálogo sísmico a  $M_w$  (Tabla 2.1, apartado 2.2.3.). Para valores de magnitud bajos, distintos tipos de magnitud coinciden con  $M_w$ , pero a partir de determinado valor de magnitud, las distintas magnitudes se saturan y es necesario realizar una transformación a  $M_w$  (Heaton *et al*, 1986 en Reiter, 1990, p. 22). Sólo ha sido necesario realizar 8 transformaciones, pues



los valores de magnitud en la zona de estudio son generalmente bajos y los valores coinciden en los distintos tipos de magnitud.

#### 5.2.2.2. Selección de los seísmos principales: supresión de réplicas y premonitorios

Para la supresión de terremotos réplica y premonitorios, se ha utilizado la clasificación que realiza el IGN en el propio catálogo. Para comprobar la aparición de *clusters* en el catálogo se han realizado gráficas cumulativas de número de seísmos por unidad de tiempo. La unidad de tiempo considerada ha sido de seis meses. Los gráficos se presentan en la Figura 5.2, y se han realizado para: todo el catálogo (pos-1900), el catálogo sin réplicas ni premonitorios y, sucesivamente, para los registros mayores que  $M\ 3.5$  y  $4.5$ .

En el caso ideal de un catálogo sísmico completo y limpio, tanto de réplicas como premonitorios, la función acumulada de números de terremotos por unidad de tiempo tiene que acercarse a una línea recta sin saltos. La linealidad de la relación depende de la completitud del catálogo y la presencia de saltos depende de la existencia de "clusters". Como vemos en la Figura 5.2a.1, no sólo existen saltos sino también cambios en la pendiente.

La eliminación de réplicas y premonitorios viene indicada por la eliminación de los saltos en la relación número de terremotos/unidad de tiempo. La Figura 5.2 muestra la localización de los saltos principales en el catálogo completo, con réplicas y premonitorios (Figura 5.2 gráficos A1, B1 y C1). Para eliminar réplicas y premonitorios (apartado 2.2.3.) se ha usado la clasificación del catálogo del IGN (A2, B2 y C2 en la Figura 5.2) y el método de Reasenberg (1985; A3, B3 y C3 en la Figura 5.2. La Figura 5.2), muestra que, en ambos casos, la mayoría de los saltos desaparecen, por lo tanto, se puede usar una u otra clasificación. En este estudio se ha utilizado la clasificación de IGN.

#### 5.2.2.3. Completitud del catálogo

En este apartado, se analiza, la completitud de todo el catálogo. En realidad, la red sismológica española no está homogéneamente distribuida, sino que es más densa en el sudeste español y menos densa en la Meseta Norte (Figura 2.4), como consecuencia, la completitud del catálogo por zonas, es un aspecto importante y se tratará más adelante. Para estudiar la completitud de todo el catálogo, se han usado los gráficos de la Figura 5.3) que representan, la relación acumulada del número de terremotos por unidad de tiempo (seis meses) para: todo el catálogo, sin réplicas y premonitorios (PSHA 5.3a); registros con valores de magnitud  $M \geq 3.5$  (Figura 5.3b);  $M \geq 4.0$  (Figura 5.3c),  $M \geq 4.5$  (Figura 5.3d);  $M \geq 5.0$  (Figura 5.3e), y para magnitudes  $M \geq 5.5$  (Figura 5.3f). En el caso de un catálogo completo, la gráfica debe mostrar una línea recta. Los puntos de inflexión de los gráficos indican a partir de qué fechas se puede considerar el catálogo completo para las distintas magnitudes.

La relación entre números de terremotos y unidad de tiempo, para todo el catálogo (Figura 5.3a), se muestra al menos tres pendientes distintas, con inflexiones alrededor de 1983 y 1992. El cambio en la pendiente se debe a que las fechas mencionadas corresponden a momentos, en los que se mejoró la detección de terremotos y, por tanto, la completitud del registro cambia. Este gráfico indica que para todas las magnitudes del catálogo, este está completo desde 1992. Los gráficos B a F de

Figura 5.3, muestran que el catálogo es completo para terremotos  $M \geq 3.5$  a partir de 1992, para terremotos  $M \geq 4.0$  a partir de 1965, y para terremotos  $M \geq 5.0$  a partir de 1950. Para terremotos mayores es difícil de interpretar, pues no hay datos suficientes.

### 5.2.3. Datos geodésicos de la Península Ibérica

Los valores de deformación con medidas geodésicas en España son muy escasos. Solamente existen datos en la costa mediterránea y en el estrecho de Gibraltar. Estudios de nivelaciones de precisión se han desarrollado recientemente para estudiar tasas movimiento de estructuras activas. En Cataluña, Giménez *et al* (1996) han obtenido valores de movimientos verticales de algunas estructuras activas analizando nivelaciones de precisión de los 1871-1922 y 1925-1974. Giménez *et al* (2000) aplican las mismas técnicas para el SE español.

Respecto a medidas de precisión con GPS existen todavía pocos estudios debido a la baja tasa de deformación de la Península Ibérica. Reilly *et al* (1992) obtienen una velocidad relativa de 5 mm/año entre la placa Africana y Eurasiática en Gibraltar con una compresión N-S con estudios de GPS. El proyecto AMIGO (Atlantic and Mediterranean Interdisciplinary Global Positioning System Observations) se ha creado en colaboración entre distintas instituciones para estudiar la deformación de la región occidental del contacto de las placas Africana y Eurasiática (Elósegui, 1999; Dávila *et al*, 2000). En el futuro, los resultados de estos estudios, serán muy importantes para las estimaciones de peligrosidad sísmica de la Península Ibérica y, en especial, para la zona intraplaca.

## 5.3. CARACTERIZACIÓN DE FUENTES FALLAS

En este apartado se describen las zonas sismogénicas lineales y sus parámetros de recurrencia de terremotos. En la practica común de estudios probabilísticos de peligrosidad sísmica, se suelen definir las fuentes lineales que se encuentran en un radio de 100 o 200 km del emplazamiento. En este caso, se han definido fuentes lineales más allá de este radio desde los emplazamientos de Plasencia, Coria y Valladolid, para poder realizar, más adelante, un mapa de peligrosidad sísmica para el Macizo Hespérico.

Las fuentes modelizadas se presentan en la Figura 5.4 y han sido descritas en el apartado 5.2.1., Tabla 5.1 y apéndice 3. La Tabla 5.2 presenta los parámetros geológicos de la fuentes falla que son necesarios para el cálculo de la peligrosidad sísmica. Estos parámetros son: longitud de rotura superficial (segmento de falla), tipo de estructura, buzamiento, dirección de buzamiento, tasas de deslizamiento, período de recurrencia de terremotos y magnitud máxima. Algunos datos de la Tabla 5.2 han sido extraídos directamente de la bibliografía, otros han sido derivados de información contenida en la bibliografía y unos terceros, sin información, han sido asignados por analogía con otras estructuras. La Tabla 5.2 distingue qué datos pertenecen a cada grupo.

### 5.3.1. Magnitud máxima: Modelos de segmentación de fallas.

Los modelos de segmentación de las fuentes falla condicionan directamente los valores de magnitud máxima asignada a cada estructura, ya que, por falta de otros datos (rotura histórica, desplazamiento cosísmica), la magnitud se basa en la longitud del segmento (ver apartado 2.2.2.). Esta situación introduce grandes incertidumbres en la estimación de la magnitud máxima.

En este estudio, la FAP, en su extensión en España, es la única que se ha segmentado con criterios geológicos que se recogen en el apartado 2.2.3. y según los resultados presentados en el capítulo 4. El apartado 4.12.1. muestra la segmentación máxima de la FAP, es decir, los segmentos menores en los que se puede dividir la falla. La incertidumbre de los valores de longitud de segmentos es grande, ya que no se basan en datos de rotura superficial histórica o datos paleosísmicos, sino en criterios geológicos y geométricos que no siempre corresponden con límites reales entre segmentos de falla (apartado 2.2.3.). Por esta razón, se ha realizado un estudio de sensibilidad de la longitud del segmento de la FAP.

Para realizar este primer análisis, se han establecido 7 modelos de segmentación diferentes para la FAP. La Tabla 5.3 muestra los modelos de segmentación considerados. La longitud de segmento mínima es el modelo de 13 segmentos y se basa en las interpretaciones del apartado 4.12.1. Se ha considerado la posibilidad de que la falla rompa en segmentos cada vez mayores, de forma que se han ido uniendo segmentos progresivamente de dos en dos, tres en tres etc, hasta el modelo de segmentación mínima, que comprende toda la falla, es decir una longitud de 500 km (modelo de 1 segmento). De esta forma, se obtienen distintas longitudes de rotura cosísmica posibles. La Tabla 5.3 muestra, también, las magnitudes que se obtienen para cada modelo y cada segmento con distintas relaciones empíricas (Wells y Coppersmith, 1984; Anderson *et al*, 1996 y Stirling *et al*, 2002) según se ha expuesto en el apartado 2.2.3.

Para segmentar las demás fuentes falla, se ha tomado el ejemplo de la segmentación realizada para la FAP, en la que la longitud de los segmentos varía de 21 a 500 km. La segmentación de las estructuras se ha realizado en base: a la bibliografía existente (en el caso en ésta realice una segmentación); cambios de dirección; presencia de cuencas *pull-apart*; y saltos laterales (stepovers), sobre la información presentada el mapa geológico de España a escala 1:1.000.000 (ITGE, 1995). En caso de no tener datos bibliográficos, se han segmentado las fallas arbitrariamente, considerando la longitud máxima y mínima de los posibles segmentos de la FAP como umbral. Para el estudio general de peligrosidad, que incluye todas las estructuras del Macizo Hespérico, sólo se han considerados dos modelos de segmentación posibles: máximo y mínimo (Tabla 5.2).

Otros datos de la Tabla 5.2, como el tipo de falla y su buzamiento ha sido obtenido directamente de la bibliografía, y para los casos sin información clara de buzamiento, se ha asignado un valor de 90° para fallas de desgarre, 50° para fallas normales y 30° para fallas inversas.

### **5.3.2. Recurrencia de la magnitud máxima: Tasa de deslizamiento**

La recurrencia de la magnitud máxima ha sido estimada mediante la relación de Wesnousky (1986; apartado 2.2.3.). Para realizar este cálculo se necesitan los valores de magnitud máxima (Tabla 5.2) y las tasas de deslizamiento de la falla. La tasa de deslizamiento se ha obtenido para la FAP del apartado 4.12.2. y para el resto de las estructuras de la recopilación bibliográfica. Los valores de tasa de deslizamiento (TD,

Tabla 5.2. Modelo de segmentación, longitud de segmento, tasa de deslizamiento (TD), magnitud ( $M_w$ ) e intervalos de recurrencia (R) para las fuentes “falla”

Falla	Tipo de falla, Direc buz, buz (grados)	Modelo de Segmentación	Nombre segmento	longitud (km)	TD alta	TD media	TD baja	$M_w$ W & C (RA)	$M_w$ , Anderson et al, (TD media)	$M_w$ , Stirling et al pos 1900	R <sub>I</sub> , (TD alta y W & C)	R <sub>I</sub> , (TD media y W & C)	R <sub>I</sub> , (TD baja y W & C)
Venaniella <sup>3</sup>	Desgarre, 0, 90	Máxima	Toda	163,0	0,1	0,05	0,01	7,78	7,95	7,64	33362	48073	240365
			Ven1	30,3	0,1	0,05	0,01	6,80	7,10	7,06	10847	108469	108469
			Ven2	29,7	0,1	0,05	0,01	6,78	7,09	7,05	10724	107242	107242
			Ven3	28,5	0,1	0,05	0,01	7,17	7,07	7,04	10551	32817	105506
			Ven4	20,6	0,1	0,05	0,01	7,39	6,90	6,93	9035	21101	90345
			Ven5	28,7	0,1	0,05	0,01	6,77	7,07	7,04	10541	18069	105411
Las Portillas <sup>2a</sup>	Normal, 180, 45	Mínima	Ven6	25,3	0,1	0,05	0,01	6,75	7,01	7,00	10312	20624	103120
			Toda	69,0	0,03	0,025	0,02	7,44	7,57	7,34	73633	110449	110449
			Lpo1	42,1	0,03	0,025	0,02	7,08	7,32	7,17	49291	73937	73937
			Lpo2	55,6	0,03	0,025	0,02	7,20	7,46	7,27	56735	85103	85103
			Toda	265,0	0,14	0,09	0,04	7,76	8,14	7,80	22589	35139	79062
			Re-Ve1	48,5	0,14	0,09	0,04	7,00	7,28	7,22	9677	15054	33871
Regua-Verín <sup>2b</sup>	Desgarre, 0, 90	Máxima	Re-Ve2	48,4	0,14	0,09	0,04	7,28	7,22	7,22	9690	15073	33914
			Re-Ve3	28,3	0,14	0,09	0,04	6,75	7,01	7,04	7405	11518	25916
			Re-Ve4	38,2	0,14	0,09	0,04	6,89	7,16	7,14	8616	13403	30156
			Re-Ve5	47,1	0,14	0,09	0,04	6,98	7,27	7,21	9530	33355	33355
			Re-Ve6	40,4	0,14	0,09	0,04	6,91	7,19	7,16	8840	13751	30939
			Re-Ve7	44,4	0,14	0,09	0,04	6,97	7,15	7,19	9349	14543	32721
Manteigas-Bragança <sup>1b</sup>	Desgarre, 0, 90	Mínima	Toda	250,0	0,7	0,4	0,06	7,9	7,98	7,78	4487	7852	52350
			Ma-Br1	70,2	0,7	0,4	0,06	7,15	7,34	7,35	2289	4007	26711
			Ma-Br2	47,4	0,7	0,4	0,06	6,99	7,14	7,21	1914	22332	22332
			Ma-Br3	40,5	0,7	0,4	0,06	6,92	7,06	7,16	1779	3114	20758
			Ma-Br4	45,3	0,7	0,4	0,06	6,95	7,12	7,20	1852	3240	38547
			Ma-Br5	38,4	0,7	0,4	0,06	7,25	7,04	7,14	2572	4501	30008
Ponsul <sup>1b,c</sup>	Inversa, 315, 40	Mínima	Toda	116,0	0,1	0,07	0,03	7,54	7,75	7,52	24644	35206	82148
			Pon1	32,1	0,1	0,07	0,03	6,99	7,10	7,08	13470	19243	44901
			Pon2	28,8	0,1	0,07	0,03	6,95	7,04	7,04	12893	18419	42978
			Pon3	27,4	0,1	0,07	0,03	6,94	7,02	7,03	12723	18176	42410
			Pon4	25,5	0,1	0,07	0,03	6,91	6,98	7,00	12262	17518	40875
			Toda	83,0	0,8	0,4	0,01	7,59	7,43	7,41	3352	6504	260172
Tejo Inferior <sup>2d</sup>	Inversa, 130, 35	Máxima	Te-In1	36,7	0,8	0,4	0,01	7,21	7,01	7,13	2139	4279	171153
			Te-In2	32,1	0,8	0,4	0,01	7,06	6,95	7,08	1811	3622	144889
			Te-In3	34,1	0,8	0,4	0,01	7,08	6,98	7,10	1853	3705	148201
			Toda	128,0	0,1	0,05	0,01	7,51	7,82	7,55	23843	47685	238426
			So-Mo1	31,1	0,1	0,05	0,01	7,05	7,11	7,07	14378	28755	143777
			So-Mo2	29,5	0,1	0,05	0,01	7,01	7,09	7,05	13793	27587	137933
Riosor-Montargil <sup>1b</sup>	Inversa, 130,35	Máxima	So-Mo3	32,1	0,1	0,05	0,01	7,06	7,13	7,08	14498	28996	144982
			Toda	88,0	0,17	0,12	0,07	7,53	7,56	7,43	14371	20359	34902
			Se-Lo1	33,9	0,17	0,12	0,07	7,08	7,08	7,10	8707	12335	21146
			Se-Lo2	29,5	0,17	0,12	0,07	7,01	7,01	7,05	8116	11498	19711
			Se-Lo3	35,9	0,17	0,12	0,07	7,09	7,11	7,12	8881	12582	21569
			Toda	92,0	0,1	0,08	0,06	7,60	7,62	7,44	26435	37764	44058
Seixa-Lousa <sup>1b</sup>	Inversa, 140,35	Máxima	Na-Po1	33,8	0,1	0,08	0,06	7,07	7,11	7,10	14784	18480	24640
			Na-Po2	33,1	0,1	0,08	0,06	7,06	7,10	7,09	14538	18173	24231
			Na-Po3	49,0	0,1	0,08	0,06	7,24	7,30	7,22	17766	17766	22208
			Toda	92,0	0,1	0,08	0,06	7,14	7,23	7,15	15955	31910	159550
			Vi-Mo	39,4	0,1	0,08	0,01	7,14	7,23	7,15	15955	31910	159550
			Toda	66,0	0,1	0,05	0,01	7,33	7,49	7,33	19585	39169	195847
Sobreira-Grade <sup>1b</sup>	Inversa, 310, 35	Máxima	So-Gr1	34,0	0,1	0,05	0,01	7,07	7,16	7,10	14729	29458	147290
			So-Gr2	28,0	0,1	0,05	0,01	6,99	7,06	7,03	13521	27042	135208
			No-Du	60,0	0,1	0,05	0,01	7,31	7,44	7,29	19194	38389	191943
			Toda	126,0	0,1	0,05	0,01	7,33	7,82	7,55	19645	39289	196445
			Leon1	18,8	0,1	0,05	0,01	6,59	6,86	6,90	8673	17347	86733
			Leon2	29,9	0,1	0,05	0,01	6,79	7,09	7,06	10780	21561	107803
Leon <sup>3</sup>	Desgarre oblicuo, 0, 70	Máxima	Leon3	28,6	0,1	0,05	0,01	6,77	7,07	7,04	10582	21164	105818
			Leon4	30,8	0,1	0,05	0,01	6,79	7,11	7,07	10751	21502	107509
			Toda	69,0	0,1	0,05	0,01	7,15	7,51	7,34	16059	32119	160593
			Sa-Go1	34,4	0,1	0,05	0,01	6,84	7,16	7,10	11431	22862	114309
			Sa-Go2	34,4	0,1	0,05	0,01	6,86	7,16	7,10	11755	23510	117550
			Toda	56,0	0,1	0,05	0,01	7,04	7,41	7,27	14193	28386	141930
Porma <sup>3</sup>	Desgarre, 0, 90	Máxima	Pom1	23,5	0,1	0,05	0,01	6,65	6,97	6,97	9208	18416	92080
			Pom2	31,5	0,1	0,05	0,01	6,82	7,12	7,07	11179	22357	111786



Tabla 5.2 cont. Modelo de segmentación, longitud de segmento, tasa de deslizamiento (TD), magnitud ( $M_w$ ) e intervalos de recurrencia (RI) para las fuentes "falla"

Falla	Tipo de falla, Direc buz, buz (grados)	Modelo de Segmentación	Nombre segmento	longitud (km)	TD Alta	TD media	TD baja	$M_w$ W & C (RA)	$M_w$ Anderson et al, (TD media)	$M_w$ Stirling et al pos 1900	RI, (TD alta y W & C)	RI, (TD media y W & C)	RI, (TD baja y W & C)
Sistema Central S <sup>3</sup>	Inversa, 320, 35	Mínima	Toda	240,0	0,1	0,05	0,01	7,85	8,14	7,77	34777	69555	347775
		Máxima	SSisCen1	37,7	0,1	0,05	0,01	7,08	7,21	7,14	14834	29667	148337
			SSisCen2	37,8	0,1	0,05	0,01	7,08	7,21	7,14	14821	29641	148206
			SSisCen3	38,0	0,1	0,05	0,01	7,11	7,21	7,14	15400	30800	154001
			SSisCen4	34,2	0,1	0,05	0,01	7,09	7,16	7,10	15007	30015	150074
			SSisCen5	34,4	0,1	0,05	0,01	7,07	7,16	7,10	14718	29437	147183
Sistema Central N <sup>3</sup>	Inversa 140, 35	Mínima	Toda	79,0	0,1	0,05	0,01	7,42	7,58	7,39	21697	43393	216965
		Máxima	NSisCen1	38,0	0,1	0,05	0,01	7,12	7,21	7,14	15539	31078	155390
			NSisCen2	38,7	0,1	0,05	0,01	7,13	7,22	7,14	15788	31576	157881
			MoChao	55,5	0,1	0,05	0,01	7,17	7,4	7,27	16352	32705	163524
			Grand	52,5	0,075	0,07	0,06	7,05	7,35	7,25	20611	20611	24047
			Herv	55,5	0,1	0,05	0,01	7,29	7,4	7,27	18697	37394	186968
Monte Chao <sup>1b</sup> Grandola <sup>2c</sup>	Inversa-desgarre, 90,50 Normal, 180,70 Inversa, 140,35	Mínima	Toda	173,0	0,1	0,05	0,01	7,72	7,98	7,66	30162	60324	301620
		Máxima	NGuad1	28,5	0,1	0,05	0,01	6,96	7,07	7,04	12964	25927	129637
			NGuad2	33,0	0,1	0,05	0,01	7,01	7,14	7,09	13680	27361	136804
			NGuad3	40,0	0,1	0,05	0,01	7,11	7,24	7,16	15334	30667	153337
			NGuad4	35,3	0,1	0,05	0,01	7,05	7,18	7,11	14345	28691	143453
			NGuad5	35,1	0,1	0,05	0,01	7,05	7,17	7,11	14334	28668	143341
Albarana <sup>3</sup>	Normal-desgarre, 0, 90	Mínima	Toda	65,0	0,1	0,05	0,01	7,19	7,48	7,32	16719	33437	167185
		Máxima	Albar1	37,8	0,1	0,05	0,01	6,89	7,21	7,14	12029	24059	120295
			Albar2	39,1	0,1	0,05	0,01	6,89	7,23	7,15	12111	24221	121107
			Sarria	28,5	0,1	0,05	0,01	6,94	7,07	7,04	12711	25421	127106
			Toda	40,5	0,1	0,05	0,01	7,08	7,24	7,16	14857	29715	148576
			Montf1	20,3	0,1	0,05	0,01	6,76	6,90	6,92	10484	20969	104844
Monforte <sup>3</sup>	Inversa, 335, 40	Máxima	Montf2	20,2	0,1	0,05	0,01	6,80	6,59	6,92	10963	21926	109629
		Mínima	Toda	97,6	0,1	0,05	0,01	7,47	7,69	7,46	22804	45609	228044
		Máxima	Bierz1	32,7	0,1	0,05	0,01	7,07	7,14	7,09	13695	27389	136947
			Bierz2	36,8	0,1	0,05	0,01	7,05	7,20	7,13	14314	28627	143136
			Bierz3	28,2	0,1	0,05	0,01	6,94	7,06	7,04	12763	25527	127633
			Toda	66,1	0,1	0,05	0,01	7,14	7,49	7,33	15879	31758	158789
Galicia Sur <sup>3</sup>	Desgarre, 0, 90	Máxima	GalSi1	30,8	0,1	0,05	0,01	6,90	7,11	7,07	12243	24486	122432
		Mínima	GalSi2	35,3	0,1	0,05	0,01	6,78	7,18	7,11	10620	21240	106201
		Máxima	Toda	52,2	0,1	0,05	0,01	7,07	7,37	7,25	14678	29356	146780
		Máxima	GalIn	23,5	0,1	0,05	0,01	6,68	6,97	6,97	9526	19052	95261
		Mínima	Toda	28,7	0,1	0,05	0,01	6,85	7,07	7,04	11558	23116	115578
		Máxima	Toda	43,9	0,1	0,05	0,01	6,94	7,29	7,19	12798	25597	127985
Galicia Central <sup>3</sup>	Desgarre, 0, 90	Máxima	GalC1	18,8	0,1	0,05	0,01	6,58	6,86	6,90	8522	17043	85216
		Mínima	GalC2	25,1	0,1	0,05	0,01	6,71	7,0	7,00	9900	19801	99004
		Máxima	Toda	53,6	0,1	0,05	0,01	7,32	7,39	7,26	19382	38765	193824
		Máxima	AsiC1	21,1	0,1	0,05	0,01	6,94	6,92	6,94	12732	25426	127128
		Mínima	AsiC2	32,4	0,1	0,05	0,01	7,10	7,13	7,08	15154	30307	151536
		Máxima	Toda	46,0	0,1	0,05	0,01	7,10	7,31	7,20	14852	29703	148516
Asturias Central <sup>1</sup>	Inversa, 0, 30	Máxima	AsiO1	24,4	0,1	0,05	0,01	6,81	6,99	6,99	11047	22094	110472
		Mínima	AsiO2	21,5	0,1	0,05	0,01	6,76	6,93	6,94	10386	20772	103858
		Máxima	Toda	500	0,1	0,05	0,01	8,31	8,25	8,01	40489	80978	404890
		Mínima	AP1-Muñico	41,88	0,1	0,05	0,01	6,93	7,26	6,99	16625	33251	166254
			AP2-Barco	25,73	0,1	0,05	0,01	6,72	7,02	6,79	12923	25846	129232
			AP3-Jerte	63,7	0,1	0,05	0,01	7,11	7,47	7,16	12508	25017	125085
Alentejo-Plasencia <sup>1f</sup>	Desgarre, 0, 90	Máxima	AP4-Cañave	43,15	0,1	0,05	0,01	6,94	7,28	7,00	11275	22550	112750
			AP5-Brozaz	26,8	0,1	0,05	0,01	6,74	7,04	6,81	10457	20914	104568
			AP6-Aliseda	34,13	0,1	0,05	0,01	6,85	7,16	6,91	9404	18808	94041
			AP7-Alburq	20,87	0,1	0,05	0,01	6,63	6,91	6,70	9088	18176	90879
			AP8-Campo	22,31	0,1	0,05	0,01	6,67	6,94	6,73	11461	22923	11461
			AP9	28,02	0,1	0,05	0,01	6,76	7,06	6,83	10251	20503	102514
			AP10	32,82	0,1	0,05	0,01	6,83	7,14	6,89	12811	25621	128106
			AP11	41,13	0,1	0,05	0,01	6,92	7,25	6,98	15364	30729	153645
			AP12	44	0,1	0,05	0,01	6,95	7,29	7,01	10028	20056	100278
			AP13	75	0,1	0,05	0,01	7,18	7,56	7,23	12634	25268	126338
			W & C = Wells y Coppersmith, 1994										
			Anderson et al = Anderson et al, 1996										
			Stirling et al = Stirling et al, 2002										

<sup>1</sup>Valores presentados en los estudios: <sup>b</sup>Cabral (1995); <sup>c</sup>Dias y Cabral (1990); <sup>f</sup>Este estudio

<sup>2</sup>Valores derivados de los estudios: <sup>d</sup>Fonseca et al. (2000) <sup>e</sup>Pimentel y Azevedo (1989), Pimentel (1997); <sup>g</sup>Gracia Prieto et al.(1991)

<sup>3</sup>Valores asignados por analogía. Se han utilizado los valores de tasas de deslizamiento de la falla de Alentejo-Plasencia, que representan un valor mínimo

Tabla 5.2) son de tres tipos: 1) valores extraídos directamente de estudios previos; 2) valores derivados de los datos presentados en estudios previos 3) valores asignados por analogía, por falta de estudios previos. Así, por ejemplo, la fallas de Alentejo-Plasencia (este estudio, apartado 4.12.2.) Ponsul, Manteigas-Bragança, Río Sor-Montargil, Seisa-Lousa, Vidigueira-Moura y Sobreira-Grade pertenecen al primer caso, en el que los datos bibliográficos, presentan valores de TD (esencialmente Cabral, 1995).

En el segundo caso, los estudios consultados sólo proporcionaban valores de desplazamiento de determinados marcadores de edad conocida. Es este estudio se ha dividido el valor de desplazamiento por la edad para obtener valores de tasas de deslizamiento. En esta categoría están las fallas de Las Portillas, Regua-Verín, Tejo Inferior y Grandola. Los valores de deslizamiento que se han utilizado para el cálculo de la TD se recogen en la Tabla 5.1. Finalmente, a las fallas de las que no se tiene información, se les ha asignado el mismo valor de tasas de deslizamiento que la FAP, que se consideran mínimos para el área de estudio.

La Tabla 5.2 muestra como se han obtenido los distintos valores. La mayoría de los valores mostrados en la Tabla 5.2 son preliminares y deben ser mejorados con estudios específicos de cada estructura.

#### **5.4. CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES ÁREA**

En este apartado se describen las fuentes área que caracterizan la sismicidad de fondo. Como en este estudio, los terremotos mayores se suponen asociados a las estructuras geológicas activas, que se han modelizado como áreas fuente, sólo queda incorporar la sismicidad de fondo para completar la caracterización de fuentes sísmicas. Para ello, se necesita zonificar el volumen de roca alrededor de las estructuras principales, es decir, definir las grandes regiones sismotectónicas.

Para la definición de las fuentes área, no sólo se ha tenido en cuenta la distribución espacial de terremotos (Figura 1.1), sino que también se ha considerado el régimen tectónico (Figura 3.19a y 3.19b) y la homogeneidad de las propiedades del volumen de roca, es decir, las propiedades de la corteza sismogénica (las características reológicas y el espesor de corteza).

Las fuentes área definidas en este estudio se presentan en la Figura 5.5. Por la escasez de terremotos mayores de  $M_w$  3.5 en el período considerado, se han definido fuentes área grandes para que las estadísticas de valores de recurrencia de terremotos tuvieran muestras significativas. Por las dificultades en definir fuentes sismogénicas en la zona de baja sismicidad de la Península Ibérica, se han considerado tres modelos de fuentes distintos (Figura 5.5).

En cada modelo, se han definido 9 zonas que cubren la Península Ibérica y áreas circundantes. No es la intención de este estudio realizar un análisis de sensibilidad detallado de la distribución de fuentes, en cuyo caso los tres modelos aquí presentados serían insuficientes. Sin embargo, se considera, que estos modelos, son suficientes para comparar la influencia del modelo de fuente área, con la influencia de los valores de parámetros de falla.

Tabla 5.3. Modelos de segmentación y posibles  $M_w$  para una falla genérica del Macizo Hespérico.

Modelo de Segmentación	Nombre segmento	longitud (km)	$M_w$ , Wells & Coppersmith. (Rupture Area)	$M_w$ Anderson <i>et al.</i> (0,5 mm/yr)	$M_w$ Anderson <i>et al.</i> (0,1 mm/yr)	$M_w$ Anderson <i>et al.</i> (0,01 mm/yr)	$M_w$ Stirling <i>et al.</i> pos 1900	$M_w$ Stirling <i>et al.</i> pre 1900
13 Segmentos	AP1(Muñico)	41,88	6,93	7,06	7,20	7,40	6,99	7,17
	AP2 (Barco)	25,73	6,72	6,82	6,96	7,16	6,79	7,00
	AP3 (Jerte)	63,7	7,11	7,27	7,41	7,61	7,16	7,32
	AP4 (Cañaveral)	43,15	6,94	7,08	7,22	7,42	7,00	7,18
	AP5 (Brozas)	26,8	6,74	6,84	6,98	7,18	6,81	7,02
	AP6 (Aliseda)	34,13	6,85	6,96	7,10	7,30	6,91	7,10
	AP7 (Alburquerque)	20,87	6,63	6,71	6,85	7,05	6,70	6,93
	AP8 (Campomañor)	22,31	6,67	6,74	6,88	7,08	6,73	6,96
	AP9 (Elväs)	28,02	6,76	6,86	7,00	7,20	6,83	7,03
	AP10 (Terena)	32,82	6,83	6,94	7,08	7,28	6,89	7,09
	AP11 (Portel)	41,13	6,92	7,05	7,19	7,39	6,98	7,17
	AP12 (Beringuel)	44	6,95	7,09	7,23	7,43	7,01	7,19
	AP13(Odemira)	75	7,18	7,36	7,50	7,70	7,23	7,37
7 Segmentos	AP2-1	68	7,13	7,31	7,45	7,65	7,19	7,34
	AP4-3	107	7,33	7,53	7,67	7,87	7,38	7,49
	AP5-6	61	7,09	7,25	7,39	7,59	7,15	7,30
	AP8-7	43	6,95	7,08	7,21	7,41	7,00	7,18
	AP10-9	61	7,09	7,25	7,39	7,59	7,15	7,30
	AP12-11	85	7,23	7,42	7,56	7,76	7,28	7,41
	AP13	75	7,18	7,36	7,50	7,70	7,23	7,37
5 Segmentos	AP3-2-1	131	7,42	7,64	7,78	7,98	7,46	7,56
	AP6-5-4	104	7,32	7,52	7,66	7,86	7,37	7,48
	AP9-8-7	71	7,15	7,33	7,47	7,67	7,21	7,35
	AP12-11-10	118	7,37	7,58	7,72	7,92	7,42	7,53
4 Segmentos	AP13	75	7,18	7,36	7,50	7,70	7,23	7,37
	AP4-3-2-1	174,5	7,54	7,78	7,92	8,12	7,58	7,66
	AP8-7-6-5	104	7,32	7,52	7,66	7,86	7,37	7,48
	AP12-11-10-9	146	7,46	7,69	7,83	8,03	7,51	7,60
3 Segmentos	AP13	75	7,18	7,36	7,50	7,70	7,23	7,37
	AP5-4-3-2-1	201	7,6	7,85	7,99	8,19	7,64	7,71
	AP10-9-8-7-6	138	7,44	7,66	7,80	8,00	7,48	7,58
	AP13-12-11	160	7,5	7,74	7,88	8,08	7,54	7,63
2 Segmentos	AP6-5-4-3-2-1	235	7,67	7,93	8,07	8,27	7,70	7,76
	AP-13-12-11-10-9-8-7	265	7,72	7,99	8,13	8,33	7,75	7,80
1 Segmento	Toda la falla	500	7,99	8,31	8,45	8,65	8,01	8,02

Sólo las áreas fuentes cercanas a los emplazamientos (fuentes 1, 2 y 3 del modelo 1; y 6, 7, 8 en los modelos dos y tres; Figura 5.5) pueden influir significativamente en las estimaciones de peligrosidad. Por esta razón, sólo se realiza un estudio de sensibilidad de las zonas cercanas a los emplazamientos. Las zonas lejanas (4, 5 y 9 en la Figura 5.5) no varían en los distintos modelos pues, por su distancia a los emplazamientos, no afectarán a los resultados significativamente. A continuación, se describen las principales características de los distintos modelos y sus áreas fuente.

#### 5.4.1. Fuentes área lejanas: áreas comunes a todos los modelos

Las fuentes área 4, 5 y 9 de la Figura 5.5 representan la zona más occidental de la colisión entre África y Eurasia del área de estudio. En esta zona, los valores de acercamiento entre las placas son del orden de 4 a 6 mm/año (apartado 3.3.1.). Aunque se desconoce como se distribuye esta deformación desde el Norte de África hasta el Norte de la Península Ibérica, la tasa de sismicidad alta en estas fuentes área comparada con el resto de las fuentes implica que gran parte de la deformación debe tener lugar en estas tres fuentes.

La **fuentes área 4** representa la zona de colisión simétrica entre las dos placas, con un régimen puramente colisional de dirección NW-SE. Las estructuras principales son grandes mantos de cabalgamiento que vergen hacia el N en la placa Eurasiática y hacia el S en África, junto con las grandes estructuras de desgarre (Sanz de Galdeano, 1990 y 1996 apartado 3.3.1.; Figura 3.19). A esta estructura de colisión se superponen los efectos de la extensión que se produce en la cuenca Argelino-Provenzal (Sanz de Galdeano, 1990 y 1996). El área comprende la Cordillera Bética, el sistema Rif-Tell, el Atlas medio y la zona del cabo de San Vicente. Esta fuente se caracteriza principalmente por una tasa de sismicidad mayor que las áreas 5 y 9 (apartado 3.3.1.; Figura 3.19), aunque ésta pueda deberse simplemente a la existencia de mayor número de estaciones sísmicas.

En esta zona, la deformación se reparte en un gran número de estructuras activas de diversos tipos (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995). Fallas principalmente inversas (por ejemplo, la falla que produjo el terremoto del Asnam en 1980, Philip y Meghraoui, 1983) representan estructuras que absorben principalmente el acortamiento de la colisión (apartado 3.3.1.; Figura 3.19), mientras estructuras de desgarre de direcciones ENE-WSW, NNE-SSW han sido explicadas como escapes tectónicos (Sanz de Galdeano, 1996; Martínez Díaz, 1998). Otras estructuras normales están asociadas a tracción en las estructuras de desgarre (sistemas de fallas de Totana-Lorca, Pulpí-Palomares-Mojácar, Carboneras, y Corredor de las Alpujarras; Martínez Díaz, 1998). La complejidad de la tectónica no es sólo evidente en la geología sino, también, presente en la sismicidad. Los mecanismos focales de terremotos también presentan gran diversidad, con regímenes predominantemente inversos en la zona Africana y mecanismos normales, inversos y de desgarre en la parte ibérica (apartado 3.3.1.; Figura 3.19b).

La distribución de la sismicidad en profundidad y las diferencias en el flujo térmico muestran una variación del espesor de la corteza sismogénica al S y SE de las fallas de Carboneras, Palomares y Corredor de las Alpujarras (Martínez Díaz, 1998). La diferencia es de 30 km a menos de 25 km. El límite de la zona se ha definido por la cota



batimétrica de 2000 m (Figura 3.19b), que se toma como representante de la transición entre la corteza continental y oceánica.

Debido a la gran profundidad de algunos terremotos y al hecho de que la distribución en profundidad no es homogénea (Figura 5.6) la fuente área 4 se ha dividido en dos fuentes área zona: una superficial, hasta 25 km de profundidad y otra profunda, hasta 100 km. Se ha elegido la profundidad de 25 km pues es el valor medio de espesor de la corteza sismogenética definida por Martínez Díaz (1998). En realidad, los terremotos en esta área llegan hasta los 663, pero no se han utilizado terremotos por debajo de 100 km porque no afectan significativamente a los cálculos de la peligrosidad en los emplazamientos seleccionados.

La **fente área 5** representa el límite entre la placa Africana y la Eurasiática al SE del cabo de San Vicente. En principio, estudios en la zona no descartan que la estructura geológica (apartado 3.3.1.; Figura 3.19a) sea una continuación del área 4, sin embargo, recientemente se ha definido esta zona como una zona traspresiva situada en el contacto entre la colisión Bética-Rif y la falla transformante de Gloria (Maestro *et al*, 1998). Se considera pues que la fuente 5 es distinta de la 4, siguiendo esta última interpretación y, además, porque la escasez de estaciones sísmicas (Figura 2.5), hace que la sismicidad registrada sea, diferente (hay una escasez de pequeños terremotos locales en esta área debido a la escasez de sismógrafos, por tanto, el parámetro b es muy distinto).

La interpretación de nuevos perfiles sísmicos en esta zona (Banda y Torné, 1995; Tortella *et al*, 1997; Hayward *et al*, 1999) ha permitido la identificación de estructuras compresivas WSW-ENE (fallas inversas y pliegues), subperpendiculares al vector de movimiento relativo entre placas. El contexto tectónico de esta área ha sido estable desde hace 20 Ma (Srivastava *et al*, 1990) y la mayoría de los autores consultados consideran que muchas de las estructuras geológicas en esta zona han sido activas desde el Mioceno hasta el presente. Los mecanismos focales (Figura 3.19b) muestran un régimen tectónico compresivo y direccional.

Las características de la corteza en esta área son controvertidas (Hayward *et al*, 1999, p.832-833), lo que dificulta la delimitación de área sismotectónica en este estudio. Algunos autores argumentan que el contacto entre la corteza continental y la oceánica se sitúa cercana a la base de la plataforma continental (Mauffret *et al*, 1989), otros sugieren que se encuentra a unos 120 km más al W (Pinheiro *et al*, 1992) y que los 120 km desde la plataforma continental hasta el límite entre corteza oceánica y continental, corresponde a corteza continental adelgazada.

Por razones similares a la zona 4, la fuente área 5, también, ha sido dividida en una área profunda y otra superficial. La Figura 5.6 muestra la distribución en profundidad de los terremotos. El área superficial llega hasta 25 km de profundidad, y otra profunda, hasta 100 km. En realidad, los terremotos en la zona 5 llegan hasta los 146 km, pero no se han utilizado terremotos por debajo de 100 km porque no afectan significativamente a los cálculos de la peligrosidad en los emplazamientos seleccionados.

El última área sismotectónica común a los tres modelos es la **fente área 9**. Esta área corresponde a la falla Gloria que ha sido interpretada como contacto entre placas trastensivo (Buform *et al*, 1988), traspresivo (Forjaz, 1988 en Madeira y Ribeiro, 1990) o como puramente direccional (Madeira y Ribeiro, 1990). La corteza es principalmente

oceánica y la distribución en profundidad de los terremotos es difícil de conocer pues no hay datos (sólo dos terremotos tienen valor de profundidad en el catálogo utilizado, Figura 5.6).

#### 5.4.2. Fuentes áreas cercanas: Modelos de fuentes área

Como se ha indicado con anterioridad, se han realizado tres modelos en los que varían las fuentes área cercanas, que son las que más pueden influir sobre la peligrosidad en los emplazamientos de estudio. Así, los modelos están constituidos por ocho fuentes, 5 comunes (fuentes lejanas) y 3 variables (fuentes cercanas). Las fuentes comunes a los tres modelos son: la fuente 4 superficial, 4 profunda, 5 superficial, 5 profunda y la 9. En el modelo 1, las fuentes cercanas son las zonas 1, 2, y 3; y en los modelos 2 y 3, las zonas 6, 7 y 8 (las fuentes 6 y 8 tienen una geometría distinta en los modelos 2 y 3: Figura 5.5).

##### 5.4.2.1. Modelo 1

El modelo 1 contiene las zonas cercanas 1, 2, 3 (Figura 5.5a). El criterio fundamental que se ha aplicado en la definición de la **fuentes área 1** es casi exclusivamente geológico. Esta fuente corresponde con la extensión del Macizo Hespérico y las cuencas terciarias asociadas al mismo. Esta zona tiene una corteza con características reológicas homogéneas, representada casi exclusivamente por el basamento hercínico y precámbrico. El espesor de la corteza es, también, muy homogéneo con un valor medio de 30 km (MOPT, 1992; Figura 3.19) y de 25 km, la corteza sismogenética, delimitado por la distribución de terremotos en profundidad (Figura 5.6).

La región esta sometida a una tectónica compresiva (Figura 3.19) con una dirección de esfuerzos que no parece haber cambiado sustancialmente desde el Mioceno Superior hasta el presente (Herraiz *et al*, 2000). Las estructuras tectónicas de esta área son pliegues y fallas inversas y de desgarre (apartados 3.3.1.4. y 5.2.1.). A pesar de la homogeneidad tectónica, la distribución espacial actual de la sismicidad es muy variable en esta zona. Esto se expresa claramente en la Figura 1.1, donde se comprueba una carencia absoluta de sismos en los alrededores de Plasencia y, sin embargo, hay núcleos de terremotos más densos, que se extienden a lo largo de la costa portuguesa y gallega y en el contacto con las zona 4 y 5. Esta irregularidad no parece estar ligada a una falta de detección de terremotos por la red sísmica, al menos desde 1985, fecha en la que se instalaron las estaciones sísmicas de la zona (Figura 2.5). No obstante, se puede considerar que la zona 1 como una fuente área, si se tiene en cuenta que en áreas intraplaca la sismicidad es baja y los datos de sismicidad, desde 1985 a 1997, pueden no ser suficientes para representar un catálogo completo. El límite norte y oeste de la zona 1 se ha establecido en el contorno batimétrico de 2000 m, que se considera el límite entre corteza continental y oceánica.

Como en el caso de la zona 1, la **fuentes área 2** presenta también una distribución espacial de sismicidad irregular (Figura 1.1). El criterio fundamental para definir la fuente área 2 es de carácter geológico. Esta fuente representa la zona denominada como la cuenca Ibérica por Salas y Casas (1993), que comprende la actual Cordillera Ibérica, la Cordillera Costero-Catalana y la cuenca del Ebro y en la que, además, se han incluido los Montes Vascos (Figura 3.19).

El espesor total de corteza terrestre es semejante a 1 (30 km Figura 3.19), sin embargo, esta área se diferencia de la 1 principalmente porque la distribución en profundidad de los materiales es distinta. Mientras que en la zona 1 la mayor parte del espesor es basamento hercínico (las cuencas tienen sólo pocos km de profundidad), en la zona 2 hay un gran espesor de materiales mesozoicos y/o terciarios sobre el basamento (7.000 m de Mesozoico en la cuenca del Maestrat, Salas y Casas, 1993, 5000 m de terciario en la Cuenca del Ebro, Riba *et al*, 1983). La extensión mesozoica con sedimentación abundante, en un ambiente de aulacógeno o de rift, dió lugar a un adelgazamiento importante de la corteza (Salas y Casas, 1993). Los movimientos terciarios dieron lugar a una deformación con un estilo de cobertera muy distinto a la deformación de la zona 1. Por tanto, aunque el grosor final de la corteza es semejante en ambas zonas, las características reológicas de los km superiores de corteza son distintas y esto afecta a la ocurrencia de terremotos en esos niveles de corteza.

La Figura 5.6, muestra que en la zona 1, abundantes terremotos están distribuidos hasta profundidades de 20 km, mientras que en la zona 2, la mayoría se sitúan en profundidades menores a 10 km.

La **fuerza área 3**, formada por los Pirineos (Figura 3.19a), presenta una tasa de sismicidad marcadamente superior que las zonas 1 y 2 (Figura 1.1). En cuanto a su estructura geológica, los Pirineos representan una zona de colisión con doble vergencia, y estructuración E-W (Muñoz, 1992; Figura 3.19a). Las estructuras principales son las fallas norpirenaica y sudpirenaica que representan los principales cabalgamientos de la zonas externas de la cordillera. Las compresiones tectónicas que dan lugar a estas estructuraciones acabaron en el Oligoceno cuando empieza la apertura del surco de Valencia (Vergés y Burbank, 1996), dando lugar a superposición de estructuras extensivas en la parte oriental del Pirineo. En la actualidad, se han descrito estructuras con deformación cuaternaria y/o posible actividad sísmica asociada de dirección E-W, NE-SW y NW-SE (Souriau y Pauchet, 1998).

La estructuración alpina ha producido un espesor cortical grande que llega hasta espesores de 45 km en su parte central. Como la mayor parte de los terremotos se distribuye en los 25 km superiores se tomará este límite como el espesor de corteza sismogénica (Figura 5.6).

#### 5.4.2.2. Modelo 2

En el modelo 2 las fuentes área 6, 7 y 8 sustituyen a las 1, 2 y 3 del modelo 1 (Figura 5.5). La **fuerza área 6** corresponde a la zona del Macizo Hespérico que está cercana al margen continental, e incluye el área geográfica de Portugal y Galicia. Esta división corresponde con una zonación de sismicidad más homogénea que en el modelo 1. Las trayectorias de esfuerzos se curvan en una dirección más WNW-ESE en la zona sur del área 6 y en alta mar (Ribeiro *et al*, 1996; y Herráiz *et al*, 2000), en comparación con áreas más meridionales del E de la Península. Esta curvatura está, tal vez influida por el margen pasivo y por la zona transformante de la falla Gloria. Según (Ribeiro *et al*, 1996), esta área tiene un régimen tectónico general de tipo compresivo.

La **fuerza área 7** corresponde a la zona de colisión alpina del N de la Península Ibérica que comprende el Pirineo, en sentido estricto, la Cadena Vascogótica y la Cadena Cantábrica (Figura 3.19a). Todas estas unidades se relacionan con una antigua

zona de subducción y un prisma de acreción en el Mar Cantábrico y las primeras etapas de colisión continental (apartado 3.3.).

La distribución en planta de la sismicidad presenta mayor tasa en la zona de los Pirineos, sin embargo, la distribución en profundidad es semejante en toda la extensión de la zona 7 (la Figura 5.6). Se ha considerado un espesor de la corteza sismogénica de 25 km en base a la distribución de terremotos.

La **fuerza área 8** corresponde con la zona de menor sismicidad de la Península y comprende la dos Mesetas, el Sistema Central, la Cuenca del Ebro y las cadenas Ibérica y Costero-Catalana. Esta zona se caracteriza por estar limitada a norte y sur por dos áreas de mayor sismicidad: la zona 7 y la 4. La distribución de terremotos es irregular (como las áreas 1 y 2 del modelo 1). En profundidad, los terremotos se localizan hasta los 30 km, pero muy pocos sobrepasan los 25 km (Figura 5.6).

#### 5.4.2.3. Modelo 3

El modelo 3 es básicamente igual al modelo 2, la única diferencia es que la zona de los emplazamientos de estudio (zona central de la Península Ibérica) se ha modelizado como una área sin sismicidad de fondo. A efectos prácticos esto es equivalente a considerar las zonas 6 y 8 con límites (este y oeste, respectivamente) ligeramente diferentes al modelo 2 (Figura 5.5). Este modelo se ajusta más a la distribución actual de terremotos.

#### 5.4.3. Completitud del registro sísmico en cada zona

Para el cálculo de los parámetros sísmicos de las fuentes área ha sido necesario realizar un estudio de completitud del catálogo por zonas, debido a que la puesta en funcionamiento de la red sísmica nacional no fue homogénea en el tiempo ni en el espacio. Por esto, se pretende comparar las fechas de completitud obtenidas para todo el catálogo (apartado 5.2.2.) con las obtenidas para las distintas fuentes área.

El estudio de completitud del catálogo sísmico por zonas se ha llevado a cabo mediante gráficos de la curva acumulada de ocurrencia de terremotos por unidad de tiempo (seis meses), para distintos niveles de magnitud en cada zona (Figura 5.7) no se ha representado la gráfica de la zona 9 porque tiene sólo 15 terremotos). Los resultados de completitud por zonas, resultantes de los gráficos de la Figura 5.7, se presentan en la Tabla 5.4. Para los cálculos de los parámetros  $a$  y  $b$  del siguiente apartado, con el programa Calcrete (apartado 2.2.3.) se ha realizado una evaluación de completitud de clases de Magnitud (la que se presenta en la Tabla 5.4 sin embargo, se ha realizado para magnitudes mayores o iguales que un determinado valor), cuyos resultados se presentan en el apéndice 4, y están basados en las tablas de ese mismo apéndice.

#### 5.4.4. Magnitud máxima

En el caso ideal de que todas las estructuras activas, capaces de producir terremotos grandes ( $M > 6,7$ ), sean conocidas y modelizadas, la magnitud máxima de la sismicidad de fondo de una fuente área, no debería sobrepasar los  $M 6,7$ . Todos los terremotos con  $M > 6,7$  deberían ocurrir en las estructuras activas. Si, por el contrario, no se tiene seguridad de que todas las estructuras cercanas hayan sido reconocidas y estén modelizadas, se debería incrementar la magnitud máxima de la sismicidad de fondo.



En este estudio, se han considerado tres opciones posibles de magnitudes máximas en las distintas zonas. En zonas en las que se han modelizado estructuras activas, se ha considerado, por un lado, la posibilidad de que todas las estructuras activas están modelizadas, y, por tanto, la magnitud máxima de la fuente área (simicidad de fondo) es la mínima de la fuente falla ( $M_{6,7}$ ; Opción 1). Por otro lado, se ha considerado la posibilidad que no todas las fuentes falla son conocidas y, por tanto, en algún punto de la fuente área se puede producir un terremoto grande inesperado (es decir  $M_{6,7}$ ; Opciones 2 y 3). Para las fuentes área, en las que no se han caracterizado fallas, se han considerado dos tipos de magnitudes máximas en base al registro instrumental de terremotos: la máxima registrada en cada zona o la máxima registrada en toda la región Ibero-Magrebí ( $M_w = 8,3$ ).

En la opción 1, que denominaremos “Modelo  $M_{6,7}$ ” se asume la magnitud máxima menor de todas las fuentes área. En las zonas 1, 2, 3, 6, 7, 8 y 4 se considera una magnitud máxima de  $M_w 6,7$ , que sería equivalente a la magnitud mínima para rotura superficial. Las zonas 5 y 9 tienen magnitudes máximas correspondientes a sus terremotos máximos registrados en el período instrumental (7,7 y 8,3 respectivamente).

Tabla 5.4. Completitud del catálogo sísmico en las distintas fuentes áreas para distintos valores de magnitud ( $M$ ).

Fuente área	$M \geq 3$	$M \geq 3.5$	$M \geq 4$
Zona 1	1993	1960	1949
Zona 2	1991	1966	1939
Zona 3	1991	1967	1949
Zona 4	1991	1964	1949
Zona 4 (prof)	1991	1964	1949
Zona 5	1993	1983	1969
Zona 5 (prof)	1993	1983	1969
Zona 6	1994	1966	1957
Zona 7	1993	1964	1957
Zona 8	1991	1968	1949
Zona 9	-	1991	1991
Todo	1992	1992	1965

En la segunda opción, o “Modelo  $M_{7,3}$ ” se considera que puede existir alguna estructura no caracterizada en las zonas cercanas a los emplazamientos. Esta estructura desconocida se supone capaz de producir al menos terremotos de  $M_w = 7,3$  (que corresponde con un segmento de falla de unos 80 km). Las zonas 5 y 9 tienen magnitudes máximas correspondientes semejantes a la opción 1.

En la opción 3, o “Modelo  $M_{8,3}$ ” se considera que los terremotos máximos de todas las zonas pueden llegar a ser tan grandes como el máximo conocido en el área global, es decir,  $M_w = 8,3$  de la zona 9. Esta opción es tal vez poco realista, pero representa la magnitud máxima asociada a fuentes área.

#### 5.4.5. Parámetros $a$ y $b$ de la relación de Gutenberg-Richter

El método usado para el cálculo de los parámetros  $a$  y  $b$  de la relación de Gutenberg-Richter (1944) se ha descrito en el apartado 2.2.3. En el apéndice 5, se recogen los datos utilizados para el cálculo de los valores  $a$  y  $b$  junto sus valores correspondientes. Un resumen de los resultados se presenta, también, en Tabla 5.5.

## 5.5. CÁLCULOS DE LAS CURVAS DE PELIGROSIDAD

Este apartado contiene los cálculos de curvas de peligrosidad sísmica. Estos cálculos se han realizado con intención de evaluar la influencia de distintos parámetros de fuentes sísmica en los valores de peligrosidad sísmica del macizo Hespérico (apartado 2.2.4.). Los cálculos se agrupan en tres secciones:

- Curvas de peligrosidad producidas por una falla genérica del Macizo Hespérico en un emplazamiento sobre la misma.
- Curvas de peligrosidad producidas por todas las fuentes modelizadas (falla y área) en tres emplazamientos del Macizo Hespérico, situados a distintas distancias de las fallas principales.
- Mapa de peligrosidad sísmica del macizo Hespérico para el caso intermedio de los distintos valores de fuente sísmica.

Los cálculos de peligrosidad sísmica se han realizado con distintos valores de parámetros de fuentes sísmicas:  $M_w$  máxima de fuentes “falla y “área” (apartados 5.3.1. y 5.4.4.), tasa de deslizamiento de fallas (apartado 5.3.2.) y distintos modelos geométricos de fuentes “área” (apartado 5.4.2.). Para el cálculo de la atenuación del movimiento fuerte del suelo se ha utilizado exclusivamente la relación de Atkinson y Boore (1995) y sólo se muestran los valores de atenuación medios (apartado 2.2.3.).

### 5.5.1. Curvas de peligrosidad de una falla genérica del Macizo Hespérico

Los cálculos de peligrosidad sísmica de este apartado pretenden proporcionar una idea de la influencia de la caracterización genérica de fallas para el Macizo Hespérico. Para lo cual, se ha realizado un estudio de sensibilidad de la peligrosidad sísmica a los distintos valores de magnitud máxima y recurrencia de la magnitud, que se dan en fallas en esta área. Los valores de magnitud se obtienen de la longitud del segmento y, por tanto, dependen del modelo de segmentación de la falla y de la ecuación empírica que relaciona rotura superficial con magnitud del terremoto (apartado 2.2.3.2.). Los valores de recurrencia de la magnitud dependen del valor de magnitud y de la tasa de deslizamiento (apartado 2.2.3.2.). Así pues, en algunas partes de los siguientes apartados se utilizan los conceptos segmentación de falla y tasa de deslizamiento como equivalentes a magnitud y recurrencia de terremoto.

El cálculo de la peligrosidad sísmica se ha realizado en la ciudad de Plasencia (a menos de 2 km de distancia de la falla) con la modelización de una única falla: la FAP. Los parámetros que se han asignado a esta falla son: la geometría de la FAP y sus posibles modelos de segmentación (de los que se obtienen la longitud de rotura superficial; Tabla 5.3), y valores de TD de 0,01, 0,1 y 0,5 mm/año, que representan el rango de valores encontrado en la recopilación bibliográfica (apartado 5.3.3.). Las distintas combinaciones de parámetros de falla que se han utilizado se presentan en la Figura 5.8.

En primer lugar se ha realizado un estudio de la  $M_w$  asociada a la longitud de rotura cosísmica de la FAP. La Figura 5.9a muestra los distintos valores de  $M_w$  que se obtienen para la FAP con modelos de segmentación de 1, 2, 3, 4, 7 y 13 segmentos (21 km de longitud mínima a 500 km máxima) y para distintas relaciones de longitud de segmento/ magnitud máximas (Wells y Coppersmith, 1994; Anderson *et al*, 1996 y

Stirling *et al*, 2002). Se ha realizado, también, un gráfico con las magnitudes posibles para las distintas fallas del Macizo Hespérico (Figura 5.9b).

En un primer cálculo de curvas de peligrosidad se han seleccionado los parámetros extremos de la Figura 5.9a. Así, la Figura 5.10 muestra las curvas de peligrosidad para valores máximo y mínimos de la  $M_w$ . Los valores máximos provienen de la utilización de la ecuación de Anderson *et al* (1996) sobre todo para valores de tasa de deslizamiento de la falla bajas y segmentos largos. Los valores menores de  $M_w$  provienen de la ecuación de Wells & Coppersmith (1994).

Además, para estudiar la influencia de todos los modelos de segmentación de la FAP (de 1 a 13 segmentos) y la tasas de deslizamiento (0,01, 0,1 y 0,5 mm/año) posibles de una falla representativa del Macizo Hespérico, se han realizado las curvas de probabilidad de excedencia de la aceleración pico (*PGA*) de la Figura 5.11. En este caso se ha utilizado solo una ecuación empírica (la de Wells y Coppersmith, 1994) para el cálculo de  $M_w$ , de forma que, distintos valores de  $M_w$  vienen dados al considerar distintos modelos de segmentación de la falla.

### 5.5.2. Curvas de peligrosidad sísmica en tres emplazamientos del Macizo Hespérico

En este segundo tipo de curvas de peligrosidad se han combinado las fuentes falla y las fuentes área. La Figura 5.12 muestra, en forma de posible árbol lógico, las distintas combinaciones de valores (ramas del árbol) que se han asignado a cada parámetro (nodos). Los parámetros de las fuentes falla se han tomado de la Tabla 5.2 y, los de las fuentes área de la Tabla 5.5.

Estos cálculos han sido aplicados a las tres localidades seleccionadas: Plasencia, Coria y Valladolid que se encuentran a distancias variables a las fuentes falla. La ciudad de Plasencia representa una localidad directamente afectada por una falla muy cercana. La ciudad de Coria se sitúa entre tres fallas, Ponsul, Béjar y FAP, que se encuentran a una distancia de 8, 20 y 30 km, respectivamente. La ciudad de Valladolid se sitúa lejos de las fallas modelizadas (con una distancia mínima de 105 km al borde N del Sistema Central).

Las curvas de peligrosidad obtenidas se muestran en la Figuras 5.13 y 5.14. La Figura 5.13 muestra la contribución a la peligrosidad sísmica de cada modelo de fuente área y fuente falla por separado. En la Figura 5.14 se han combinado todas las curvas de peligrosidad derivadas de fuentes falla con las derivadas de fuente área. Se han obtenido 55 curvas de peligrosidad sísmica total en cada localidad (parte izquierda de la Figura 5.14). La columna derecha de la Figura 5.14 muestra la curva de peligrosidad obtenida de la combinación **modelo 3 de fuentes área + tasa de deslizamiento media + segmentación máxima**. Para cada localidad se muestra la contribución de las fuentes falla, la de las fuentes área y la suma de ambas.

### 5.5.3. Mapa de peligrosidad sísmica del Macizo Hespérico

La Figura 5.15 muestra el mapa de peligrosidad sísmica que se ha elaborado para un período de retorno de 10.000 años (probabilidad de excedencia de la aceleración pico de 10% en los próximos 1050 años). La combinación de parámetros seleccionada para producir el mapa es la mostrada en la columna izquierda de la Figura 5.14, es decir la combinación **modelo 3 de fuentes área + tasa de deslizamiento media + segmentación máxima**. La Figura 5.15 muestra la contribución a la peligrosidad

Tabla 5.5. Parámetros sísmicos de las fuentes área

Modelo Zonación	Modelo $M_{max}$	Zona	Área de la fuente ( $km^2$ )	$b^1$	$a^2$	N total terremotos	$M_{min}$	$M_{max}$	Chi cuadrado
1	6,7	1	561.604	1,19	4,8	128	3,5	6,7	2,44
		2	199.796	1,15	4,2	40	3,5	6,7	1,19
		3	100.046	1,35	5,7	178	3,5	6,7	0,28
		4	730.805	0,99	4,9	744	3,5	6,7	4,8
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	6,7	1,48
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	7,7	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	7,7	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
	7,3	1	561.604	1,19	4,8	128	3,5	7,3	2,45
		2	199.796	1,15	4,2	40	3,5	7,3	1,21
		3	100.046	1,35	5,7	178	3,5	7,3	0,28
		4	730.805	0,99	4,9	744	3,5	7,3	4,8
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	7,3	1,55
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	7,7	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	7,7	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
	8,3	1	561.604	1,19	4,8	128	3,5	8,3	2,46
		2	199.796	1,15	4,2	40	3,5	8,3	1,21
		3	100.046	1,35	5,7	178	3,5	8,3	0,28
		4	730.805	1,0	5,0	744	3,5	8,3	2,308
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	8,3	1,57
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	8,3	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	8,3	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
2	6,7	6	331.660	1,11	4,4	98	3,5	6,7	3,20
		7	179.489	1,38	5,8	190	3,5	6,7	0,88
		8	346.935	1,10	4,1	55	3,5	6,7	1,29
		4	730.805	0,99	4,9	744	3,5	6,7	4,8
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	6,7	1,48
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	7,7	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	7,7	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
	7,3	6	331.660	1,12	4,4	98	3,5	7,3	3,23
		7	179.489	1,41	5,9	190	3,5	7,3	0,55
		8	346.935	1,10	4,1	55	3,5	7,3	1,30
		4	730.805	0,99	4,9	744	3,5	7,3	4,8
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	7,3	1,55
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	7,7	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	7,7	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
	8,3	6	331.660	1,12	4,4	98	3,5	8,3	3,23
		7	179.489	1,41	5,9	190	3,5	8,3	0,56
		8	346.935	1,10	4,1	55	3,5	8,3	1,30
		4	730.805	1,0	5,0	744	3,5	8,3	2,308
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	8,3	1,57
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	8,3	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	8,3	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
3	6,7	6a	313.107	1,11	4,4	98	3,5	6,7	3,20
		7	179.489	1,38	5,8	190	3,5	6,7	0,88
		8a	263.261	1,10	4,1	55	3,5	6,7	1,29
		4	730.805	0,99	4,9	744	3,5	6,7	4,8
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	6,7	1,48
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	7,7	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	7,7	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
	7,3	6a	313.107	1,12	4,4	98	3,5	7,3	3,23
		7	179.489	1,41	5,9	190	3,5	7,3	0,55
		8a	263.261	1,10	4,1	55	3,5	7,3	1,30
		4	730.805	0,99	4,9	744	3,5	7,3	4,8
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	7,3	1,55
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	7,7	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	7,7	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93
	8,3	6a	313.107	1,12	4,4	98	3,5	8,3	3,23
		7	179.489	1,41	5,9	190	3,5	8,3	0,56
		8a	263.261	1,10	4,1	55	3,5	8,3	1,30
		4	730.805	1,0	5,0	744	3,5	8,3	2,308
		4 prof	730.805	1,0	4,5	132	3,5	8,3	1,57
		5	138.166	1,0	4,2	52	3,5	8,3	61,8
		5 prof	138.166	1,33	5,2	44	3,5	8,3	3,71
		9	47.370	0,83	1,3	5	4,5	8,3	0,93

Notas: 1 y 2: a y b valores de la ecuación de Gutenberg y Richter; a representa la tasa anual para todo el área de la fuente.



sísmica de las fuentes área (Figura 5.15a) de las fuentes falla (Figura 5.15b) y la suma de ambas (Figura 5.15c).

Se ha elegido el modelo de fuentes área 3, porque representa el modelo más semejante a otros mapas publicados, en los que el centro peninsular no tiene sismicidad. Al seleccionar el modelo 3, se abre la posibilidad de comparar los resultados de este estudio con otros estudios en la zona. La segmentación máxima parece ser la más apropiada para definir la posible longitud de rotura de las fallas en el Macizo Hespérico (véase discusión en el apartado siguiente). La tasa de deslizamiento media se ha seleccionado porque se considera un valor medio.

El mapa se ha realizado para un período de retorno de 10.000 años, para ver la influencia de las fallas en la peligrosidad y porque es un criterio muy utilizado en el diseño de instalaciones de alta seguridad.

## **5.6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS CÁLCULOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA**

### **5.6.1. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad al modelo de segmentación para una falla genérica del MH: Magnitud máxima**

La Figura 5.9a muestra que, dependiendo de la relación de longitud/ $M_w$  utilizada, la  $M_w$  puede diferir de 0,5 a 0,7 unidades de magnitud para una longitud de segmento determinada. Por ejemplo, para una longitud de 21 km, Wells & Coppersmith (1994) obtienen una magnitud de 6,61 y Anderson *et al* (1996, para 0,01mm/año), obtienen una magnitud de 7,05. Para una longitud de 500 km, los valores de magnitud son de 7,99 y 8,65 respectivamente. En la Figura 5.9 también se muestra que el modelo de segmentación puede hacer variar la magnitud en 1,5 unidades. Por ejemplo, los valores indicados anteriormente para Wells & Coppersmith (1994) varían de 6,61 a 7,99 para la longitud mínima y máxima respectivamente. Para Anderson *et al* (1996, para 0,01mm/año) la variación es de 7,05 a 8,65

Como el modelo de segmentación introduce muchas incertidumbres en los valores de  $M_w$ , se puede intentar comparar las longitudes de segmentos de la FAP, con valores de rotura superficial histórica en zonas de intraplaca (véanse, por ejemplo, las bases de datos de terremotos de Wells y Coopersmith (1994) o Stirling *et al* (2002). Así, las roturas de Australia muestran un valor máximo de 36 km (terremoto de Meckering), mientras que, valores de magnitud de terremotos en India y China (apartado 1.0.) llegan a alcanzar los  $M_w$  7,4, que corresponden con roturas de 200 km de longitud. Esta comparación pone en evidencia que una rotura de la FAP de 500 km es muy improbable, lo cual está de acuerdo con las diferencias en la historia evolutiva que hay a lo largo de la traza, por ejemplo, entre la zona estudiada en detalle en esta tesis y la zona de la cuenca del Sado. Los valores de 10 a 36 km de las fallas de Australia son valores semejantes a los obtenidos en la segmentación mínima de la FAP. Sin embargo, el mecanismo de rotura de las fallas australianas es inverso, mientras que la FAP es de desgarre, por lo que es posible, en esta última se produzcan longitudes de rotura mayores a 36 km. La tasa baja de deslizamiento de la FAP y su desplazamiento total de tan sólo 3 km, suponen que las aperezas del plano de falla no han sido limadas y, como consecuencia las roturas cósmicas son generalmente cortas (Stirling *et al*, 1996).

Los valores de 200 km (posible longitud de rotura de los terremotos intraplaca de India y China) coinciden aproximadamente con las grandes divisiones geomorfológicas y estructurales de la falla, por ejemplo, los sectores N y S de la traza de la FAP en territorio español. Sin embargo, el ambiente tectónico de la zona del Himalaya (donde se dan los terremotos de India y China de magnitudes 7,3 a 7,8) difiere de la colisión en el Mediterráneo occidental en que la tasa de acercamiento de placas es mucho mayor en la primera (50 mm/año). Es posible que, desplazamientos tan grandes (200 km) no estén ligados a fallas del antepaís de límites de placas lentos, como el del sur de España. Todos estos argumentos no son suficientes para decidir cuál es la longitud de segmento más representativa de los terremotos en la FAP, sin embargo, pueden servir para analizar futuros estudios con tratamiento de incertidumbres en árbol lógico.

Para analizar los resultados de las curvas de peligrosidad, se tomará el valor de aceleración pico (*PGA*) de 0,1g, que ha sido definido como umbral mínimo para el diseño sismoresistente en zonas de baja sismicidad (Pinto, 2000). Para el modelo de segmentación máxima (13 segmentos), el período de retorno correspondiente a aceleración pico de 0,1 varía, según la relación longitud/ $M_w$  utilizada, de 250.000 a 62.000 años para una TD de 0,01, y de 1.900 a 1.300 años para una TD de 0,5 mm/año. Como vemos las diferencias son mayores cuanto menor es TD, por la influencia de los valores de Anderson *et al* (1996).

En el caso de segmentación mínima las diferencias en los resultados mayores para TD cada vez menores (Figura 5.10). Así, por ejemplo, para valores de TD de 0,5 mm/año, los períodos de retorno para 0,1 g son de 8.000 y 24.000 años para Wells y Coppersmith (1994, área de rotura) y Anderson *et al* (1996), respectivamente. Para 0,1 mm/año, los períodos de retorno para 0,1 g son de 40.000 y 250.000 años, respectivamente. Para 0,01 mm/año, los valores de Anderson *et al* (1996) son tan bajos que se salen de la gráfica.

#### **5.6.2. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad a la tasa de deslizamiento para una falla genérica del MH: recurrencia de la magnitud máxima.**

La Figura 5.11 muestra la peligrosidad en la ciudad de Plasencia debida a una fuente falla (FAP) para distintos modelos de segmentación y tasas de deslizamiento típicas del Macizo Hespérico. Los resultados (expresados en período de retorno para una aceleración pico de 0,1g) muestran que, para TD de 0,5 mm/año, se obtienen, períodos de retorno de 1.300 años en el caso de una segmentación máxima, y de 8.600 años para una segmentación mínima (Tabla 5.6). En TD bajas, por ejemplo, 0,01 mm/año, se obtienen valores de 62.500 años para segmentación máxima y 500.000 años para segmentación mínima. Los valores de período de retorno varían en, casi un orden de magnitud dependiendo del modelo de segmentación utilizado.

Para un modelo de segmentación determinado, los valores de período de retorno, de la aceleración pico de 0,1g, pueden llegar a tener diferencias de casi dos órdenes de magnitud, según la TD considerada. Así, por ejemplo, si comparamos los resultados para tasas de deslizamiento de 0,5 y 0,01 mm/año, para un modelo de segmentación máxima se ha obtenido una diferencia de período de retorno de algo más de un orden de magnitud (1.300 años para 0,5 mm/año frente a 62.500 para 0,01 mm/año) y de casi dos órdenes de magnitud para una segmentación mínima (8.600 años para 0,5 mm/año frente a 500.000 para 0,01 mm/año).

Tabla 5.6. Período de retorno (años) para 0,1g en Plasencia - una falla genérica . Valores obtenidos del Figura 5.11

<i>Tasa deslizamiento (mm/año)</i>	<i>Modelos de segmentación (número segmentos)</i>						
	<i>13</i>	<i>7</i>	<i>5</i>	<i>4</i>	<i>3</i>	<i>2</i>	<i>1</i>
0,5	1.300	2.500	2.500	3.500	4.800	5.700	8.600
0,1	6.400	12.400	12.000	17.200	24.400	28.600	43.500
0,01	62.500	125.000	125.000	170.000	250.000	330.000	500.000

Para un modelo de segmentación determinado, los valores de período de retorno, de la aceleración pico de 0,1g, pueden llegar a tener diferencias de casi dos órdenes de magnitud, según la TD considerada. Así, por ejemplo, si comparamos los resultados para tasas de deslizamiento de 0,5 y 0,01 mm/año, para un modelo de segmentación máxima se ha obtenido una diferencia de período de retorno de algo más de un orden de magnitud (1.300 años para 0,5 mm/año frente a 62.500 para 0,01 mm/año) y de casi dos ordenes de magnitud para una segmentación mínima (8,600 años para 0,5 mm/año frente a 500.000 para 0,01 mm/año).

En resumen, los valores de tasas de deslizamiento calculados para fallas del Macizo Hespérico modifican los valores de peligrosidad en casi dos ordenes de magnitud y el modelo de segmentación en algo más de un orden de magnitud.

La Figura 5.11 muestra, también, que fallas de tasas de deslizamiento de 0,5 mm/año tienen una período de retorno para 0,1g menor a 10.000 años, mientras que, para fallas de 0,1 mm/año sólo en casos de máxima segmentación, los períodos de retorno son algo mayores que 10.000 años. Las fallas con TD del orden de 0,01 mm/año tienen períodos de retorno muy altos para 0,1 g, mayores de 62.000 años.

Se puede concluir, entonces, que para estudios de peligrosidad sísmica en los que sólo hay una falla activa, una tasa de deslizamiento de 0,1 mm/año representa el umbral en el que, la contribución de la fuente falla, a la peligrosidad sísmica, empieza a ser significativa para un emplazamiento sobre la falla. En el caso en que haya más de una falla, como la contribución a la peligrosidad de las distintas fuentes se suman para obtener la curva de peligrosidad final, puede ser que fallas de menor TD afecten al emplazamiento significativamente, por su efecto combinado. Esto dependerá de las condiciones específicas de distancia del emplazamiento a las fuentes.

### 5.6.3. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad a los modelos de fuentes área en Plasencia, Coria y Valladolid: geometría de la fuente y Magnitud máxima

Tradicionalmente, la definición de fuentes área ha sido uno de los aspectos más subjetivos en la estimaciones de peligrosidad sísmica. Algunos estudios basan la delineación de las fuentes área, exclusivamente, en la distribución de la sismicidad. Otros estudios incorporan criterios geológicos, junto con criterios de sismicidad. Los primeros son, en general, menos subjetivos, pero asumen que la sismicidad siempre se va a concentrar en las áreas que han sido más activas en el período histórico e instrumental. Los segundos, son más subjetivos, pues se basan en la interpretación de la geología, y a veces se apoyan en el supuesto de que el catálogo sísmico no es completo.

En este último caso, áreas con distinta sismicidad en los últimos 1.000 años pueden en realidad formar parte de un mismo fuente área que no ha tenido tiempo suficiente de producir todos los terremotos que la caracterizan.

En este estudio se ha optado por el segundo tipo de criterio para definir fuentes área y, por tanto, varias de las zonas no tienen una distribución homogénea aparente de sismicidad histórica e instrumental. En principio, se pretende conseguir una muestra estadística más significativa para los cálculos de los parámetros  $a$  y  $b$  de Gutenberg y Richter (1944) al definir áreas grandes, pero también, en este estudio, la definición de fuentes área se basa en la idea de que no toda la sismicidad representativa de la zona, haya ocurrido en el período de registro histórico e instrumental. La justificación a este argumento se presenta a continuación.

En zonas intraplaca, las tensiones in situ son muy altas, cercanas al límite de rotura (Townend y Zoback, 2000), con lo que una vez que se produce un terremoto grande, incrementan los niveles de sismicidad en el área alrededor del hipocentro del terremoto (terremoto de Tennant Creek 1988, Australia en Bowman, *et al* (1990); terremotos de Charleston 1886 y Killar 1993 en Seeber y Armbruster, (1994)). Este incremento de sismicidad dura un tiempo largo hasta que la sismicidad salta a otra zona. Como consecuencia, en intervalos de tiempo cortos, la distribución de la sismicidad es aparentemente inhomogénea en las zonas de baja sismicidad.

El aspecto de *clustering* en zonas de sismicidad intraplaca plantea la polémica si la distribución de la sismicidad presente es representativa de la futura. En áreas intraplaca, la sismicidad actual es, posiblemente, representativa de la sismicidad de las próximas décadas, pero no es representativa de los próximos siglos y milenios. Es posible, por tanto que, una zonación de fuentes área distinta según, el período de interés del cálculo de la peligrosidad sísmica, sea una forma de abordar la disparidad de la sismicidad en zonas intraplaca. De esta forma, se puede utilizar una zonación que se ajuste más a la distribución actual de terremotos, cuando los períodos de interés sean menores de cien años, y una zonación más amplia (que homogenice los valores de  $a$  y  $b$  en áreas mayores) para períodos de interés de cientos o miles de años. En este sentido, los modelos de fuentes área del presente estudio, tienen un enfoque a períodos de retorno altos, que coincide con períodos de interés en los que las fallas del Macizo Hespérico pueden influir en la peligrosidad.

De esta forma, las áreas fuentes que se han definido en este estudio (Figura 5.5), son más grandes que estudios anteriores en la Península Ibérica (por ejemplo, Martín, 1984; Jiménez *et al* 1999, Figura 2.2). Las distintas definiciones de las fuentes área debe ser incorporada a cálculos de peligrosidad, tanto de forma selectiva dependiendo del período de interés o mediante su integración a un árbol lógico, que considere todas la alternativas posibles.

A continuación, se analizan las curvas de peligrosidad obtenidas de los distintos modelos de fuentes área (Figura 5.5a). Los distintos modelos de magnitud máxima ( $M_w$  6,7, 7,3 y 8,3, Tabla 5.5) para cada modelo de geometría de fuente (modelos 1, 2 y 3, Figura 5.5), no suponen grandes diferencias en las curvas de peligrosidad derivadas de las fuentes área (Figura 5.13). Sin embargo, las curvas de peligrosidad se agrupan en dos grupos muy diferenciados dentro de cada emplazamiento, dependiendo del modelo de fuentes elegido: por un lado existe un grupo de curvas de mayor peligrosidad representados por los modelos de fuente área 1 y 2 (muy similares entre sí) y, por otro,



un grupo representado por las curvas en las que se utilizó el modelo 3, que tienen una peligrosidad significativamente menor. Para una aceleración pico de 0,1 los modelos 1 y 2 dan períodos de retorno de alrededor de 200 años para las tres localidades, mientras que el modelo 3 los períodos son de 10.000 años para Plasencia y Valladolid y de 2.000 para Coria (Tabla 5.7). Los resultados varían, pues, en un orden de magnitud, dependiendo del modelo de fuentes área utilizado.

#### 5.6.4. Análisis de sensibilidad de la peligrosidad a los modelos de fuentes falla en Plasencia, Coria y Valladolid: modelo de segmentación y tasa de deslizamiento.

La caracterización de fallas en zonas intraplaca es una tarea difícil por la falta de información geológica. En este ambiente tectónico, las tasas de deformación son bajas, con lo que los procesos de erosión pueden ser más rápidos y borrar la evidencia geológica. Sin embargo, la geología de terremotos es una de las escasas herramientas que contribuyen a caracterizar la sismicidad de estas áreas, pues los períodos de retorno de los grandes terremotos son mayores que el intervalo de registro histórico e instrumental de terremotos. En este estudio se ha intentado caracterizar las fallas activas del Macizo Hespérico con la bibliografía existente. La mayoría de los estudios consultados no fueron realizados con la intención de obtener los parámetros necesarios para cálculos probabilísticos de la peligrosidad sísmica (magnitud máxima y su recurrencia), así que se han realizado numerosas hipótesis. Sin embargo, este estudio proporciona una idea de la contribución de estas fallas a la peligrosidad, y propone la caracterización de estas fuentes al menos desde un punto de vista preliminar, en el que se estudie la tasa de deslizamiento de las mismas y sus posibles segmentos.

Tabla 5.7. Período de retorno (años) para 0,1g - fuentes "área". Valores obtenidos de la Figura 5.13.

Emplazamiento	Modelo de $M_{max}$	Modelos de fuentes "área"		
		Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3
Plasencia	M 6,7	270	270	16.130
	M 7,3	260	270	12.990
	M 8,3	260	230	11.230
Coria	M 6,7	270	190	2.200
	M 7,3	260	200	2.100
	M 8,3	260	195	2.000
Valladolid	M 6,7	260	330	11.360
	M 7,3	250	300	9.520
	M 8,3	250	300	8.400

Se han presentado, en el capítulo 4 y en el apéndice 3, evidencias de deformación cuaternaria en varias estructuras del Macizo Hespérico (por deformación de sedimentos y elementos geomorfológicos cuaternarios, o por asociación con sismicidad actual), con lo que no se puede obviar la importancia de estas estructuras en estudios de peligrosidad sísmica en los que los períodos de interés son grandes. Sin

embargo, existen casos en la literatura que muestran que, incluso fallas sin evidencia de movimientos recientes, pueden ser sismogénicas (Terremoto de Ungava 1989, Canadá, Adams *et al*, 1991). Es, por tanto, necesario no sólo estudiar la evidencia de deformación cuaternaria de las fallas intraplaca y cuantificarla, y, sino también, analizar aquellas fallas que no presentan deformación cuaternaria. Es importante distinguir las fallas que no presentan evidencias de deformación por falta de elementos cuaternarios en su traza, frente a las que definitivamente tienen elementos cuaternarios en su traza y estos no están deformados.

La peligrosidad sísmica de las fuentes falla se analiza a continuación (Figura 5.13). En general, los valores de las curvas de peligrosidad derivados de fallas son mucho menores que los derivados de los modelos de fuentes área 1 y 2 y semejantes a los valores del modelo 3. La peligrosidad de fuentes fallas (Figura 5.13) es significativamente menor en Valladolid respecto a otros emplazamientos estudiados por su distancia a las estructuras activas. Hay que resaltar, sin embargo, el hecho de que no se han modelizado fallas dentro de la Cuenca del Duero, aunque existen referencias a posibles alineaciones con actividad reciente (Gracia Prieto *et al*, 1991; Martín-Serrano, 1989; Santisteban *et al*, 1996b). En principio, las condiciones de la corteza terrestre en esta zona son semejantes al área de la misma latitud en Portugal (los sedimentos terciarios sólo rellenan los tres km superiores, lo cual no modifica mucho las condiciones de la corteza en profundidad). En Portugal se han descrito fallas de desgarre con deformación actual, por tanto, es posible que, si estas alineaciones en la Cuenca del Duero son desgarres no tengan gran expresión superficial (no crean grandes relieves) pero pueden ser potencialmente activas.

Las curvas de peligrosidad derivadas de fallas en Plasencia y Coria son semejantes entre sí, con una peligrosidad algo mayor en Coria. Los distintos modelos de fuentes falla utilizados representan una segmentación máxima o mínima y una tasa de deslizamiento máxima, media o mínima (Tabla 5.2). En Plasencia se obtienen, para una aceleración pico de 0,1, períodos de retorno de 3.500 a 70.000 años para las combinaciones de segmentación máxima con TD máxima, y segmentación mínima con TD mínima, respectivamente (Tabla 5.8). Estas cifras representan los valores máximos y mínimos de peligrosidad de todas las opciones consideradas. Los modelos de segmentación mínima dan valores desde 70.000 a 7.500 años para la TD mínima y máxima respectivamente y los modelos de segmentación máxima dan valores de 24.000 a 3.500 años (Tabla 5.8). En resumen, en el caso de modelizar todas las fallas alrededor de Plasencia, los valores de peligrosidad varían en un orden de magnitud dependiendo de la tasa de deslizamiento seleccionada.

En Coria, los valores de período de retorno para 0,1g, máximo y mínimo, son de 2.500 y 45.000 años, y representan las opciones de segmentación máxima con TD máxima y segmentación mínima con TD mínima respectivamente (Tabla 5.8). Los modelos de segmentación mínima dan valores desde 45.000 a 10.000 años para la TD mínima y máxima respectivamente, mientras que los modelos de segmentación máxima dan valores de 11.000 a 2.500 años. En general, la variación de valores de período de retorno según la TD usada, es algo menor que en la ciudad de Plasencia pero de un orden semejante.

Tabla 5.8. Período de retorno (años) para 0,1g - fuentes "falla". Valores obtenidos de la Figura 5.11.

Emplazamiento	Modelo segmentación	Tasa Deslizamiento máxima	Tasa Deslizamiento media	Tasa Deslizamiento mínima
Plasencia	máxima	3.500	6.500	24.000
	mínima	10.000	18.000	70.000
Coria	máxima	2.500	4.200	11.000
	mínima	7.500	13.000	45.000
Valladolid	máxima	55.000	110.000	500.000
	mínima	90.000	170.000	1.000.000

### 5.6.5. Análisis conjunto de la contribución a las curvas de peligrosidad de fuentes área y falla.

Las curvas de la Figura 5.14a presentan una distribución claramente bimodal, controlada por la gran influencia de los modelos de fuentes área 1 y 2, que forman el conjunto de curvas de mayor peligrosidad. Las combinaciones del modelo 3 de fuentes área con las distintas curvas derivadas de la fuentes falla, forman el grupo de menor peligrosidad del conjunto de 55 curvas. Una de estas curvas, representada en la Figura 5.14b (parte derecha), está formada por la combinación de parámetros de fuentes que contiene: el modelo de segmentación de fallas máxima (magnitud máxima de 7,25); la tasa de deslizamiento de falla media y un valor de magnitud máxima para las fuentes área del modelo 3 tipo "M<sub>w</sub> 6,7". Se ha seleccionado esta curva porque es la más se asemeja a modelos de zonación de fuentes área de estudios previos, en los que no se considera la zona central de la Península como sismogénica. Estas curvas en las localidades de Plasencia y Coria muestran que las fallas activas contribuyen significativamente a peligrosidad sísmica para valores de períodos de retorno mayores a 5.000 años (Tabla 5.9). En el gráfico de Valladolid se comprueba que para emplazamiento lejanos a fallas activas la contribución de éstas a la peligrosidad, es nula.

Tabla 5.9 Período de retorno(años) para 0,1g –modelo 1 de fuentes área; segmentación máxima y tasa de deslizamiento media. Valores obtenidos de la Figura 5.11.

Emplazamiento	Fuentes área	Fuentes falla	Ambas
Plasencia	16.130	6.700	4.700
Coria	2.200	4.200	1.400
Valladolid	11.360	11.100	10.300

### 5.6.6. Comparación de los resultados con estudios previos.

De forma similar a otros mapas publicados de peligrosidad sísmica de la Península Ibérica, el mapa de este estudio (Figura 5.15) muestra la influencia tan importante de la geometría de las fuentes sísmicas. Así, por ejemplo, la Figura 5.15a muestra la contribución a la peligrosidad de las fuentes área junto con los límites de fuente. La distribución de las isolíneas de peligrosidad está totalmente controlada por la forma de la fuente.

La Figura 5.15b muestra la contribución a la peligrosidad, de las fuentes falla junto con las fallas modelizadas. Las isolíneas de este mapa están elongadas según las fallas y se producen áreas de mayor peligrosidad en la intersección de las estructuras. En el área de Valladolid, los valores de aceleración pico para un período de retorno de 1000 años son semejantes en los mapa 5.15a y 5.15b, sin embargo, en zonas alrededor Plasencia y Coria los valores pueden aumentar hasta en 0,1g si se modelizan las fallas. Los valores de la zona del Tajo Inferior y de la falla de Manteigas-Bragança se deben a valores tal vez excesivamente altos de la TD (0,4 mm/año). Para un período de retorno de 1000 años, una falla de tasa de deslizamiento de 0,5 mm/año y segmentación alta, causa una aceleración pico es de 0,08g (cercana al umbral de 0,1g) en un emplazamiento sobre la falla.

El mapa 5.15c muestra la peligrosidad total producida por todas las fuentes, tanto área como falla. La figura muestra claramente como, para períodos de retorno altos (>10.000 años), la peligrosidad sísmica en las áreas cercanas a fallas aumenta, si se modelizan las estructuras activas. En algunos puntos de la zona de menor sismicidad se supera el valor umbral de 0,1 g al caracterizar las fallas activas.

Se comparan, a continuación, los resultados obtenidos en este trabajo con estudios previos. El mapa de peligrosidad del IGN (1991; Figura 2.2) presenta los resultados de peligrosidad en intensidades, por lo que usaremos la conversión a aceleración pico de Trifunac y Brady (1975). En los emplazamientos de Plasencia y Valladolid, los resultados obtenidos en este estudio para un período de retorno de 1000 años (Figura 5.14) dan valores mayores para los modelos de fuente área 1 y 2 (alrededor de 0,18g ambos emplazamientos para un período de retorno de 1000 años) y menores para el modelo 3 (0,015g) que los de IGN (1991); con valores de intensidad V y medio, ó 0,05g). Los valores de NCSE-94 (1995) y de Jiménez *et al* (1999) son para períodos de retorno de 500 años (Figura 2.2). En estos dos últimos estudios, la aceleración pico es <0.04g y de 0g respectivamente en Plasencia. El resultado de NCSE-94 (1995) es correlacionable con el valor obtenido en este estudio (0,012g para un período de retorno de 500 años, Figura 5.14), pero el de Jiménez *et al* (1999) es mucho menor. En Valladolid los valores son de 0g según NCSE-94 (1995) y Jiménez *et al* (1999) mientras que este estudio obtiene valores de 0,012g para un período de retorno de 500 años.

En general, la caracterización de fuentes área grandes en este estudio produce valores de peligrosidad mayores que estudios anteriores, aunque el modelo 3, en muchos casos, da valores menores dependiendo de la localización dentro de la fuentes.

### 5.6.7. Valores de tasas de deslizamiento de fallas en el Macizo Hespérico y su significado en el contexto tectónico actual.

Se ha realizado un ejercicio simple de suma vectorial de las tasas de deslizamiento medias de las fallas del Macizo Hespérico, para evaluar su significado



dentro del contexto tectónico actual del límite de placas. Se ha comparado, así, el valor de la componente de la suma, que es paralela a la trayectoria del eje de los esfuerzos horizontal principal ( $S_{Hmax}$ , Figura 3.19 b), con el valor de velocidad relativa de placas. Se han realizado tres sumas vectoriales a lo largo de las líneas 1, 2 y 3 de la Figura 5.16. Los criterios para la suma vectorial son:

- En fallas inversas, el vector se ha trazado perpendicular a la dirección de la falla y el valor de TD se ha reducido a la componente horizontal de la TD, es decir  $TD \times \cos(\text{buzamiento})$ . La dirección del vector es hacia el NW cuando el labio levantado es el labio SE, E o S.
- En fallas de desgarre el vector se ha trazado paralelo a la falla. El valor del vector es el de la TD (la falla se considera vertical). El sentido del vector es hacia el NE en las fallas sinestrasales.
- La  $S_{Hmax}$  lleva una dirección de N140° 130° y 120°E, para las líneas 1, 2 y 3 respectivamente.

La componente paralela a  $S_{Hmax}$  de las tres sumas da valores de 0,2 a 0,38 mm/año (Figura 5.16).

Para comparar los valores obtenidos con la tasa de deformación esperable según el valor de deformación en los contactos de placa, se han usado ejemplos de límites de placas donde hay datos de deformación reciente. Por ejemplo, la distribución de la deformación en límites de placa colisionales, basadas en estudios de GPS, como en los Alpes del Sur (Nueva Zelanda, Beavan y Haines, 2001) o Taiwan (Hu *et al*, 2001), muestra que un 95% de la deformación elástica acumulada se absorbe en una banda de unos 100 km a ambos lados del contacto de las placas. Si asumimos que las zonas 4, 5 y 9 de nuestro modelo de fuentes sísmicas corresponden con el límite de placas, y que 6 mm/año es la tasa de movimiento relativo entre ellas (De Mets *et al*, 1990 y 1994), entonces, sólo quedan 0,3 mm/año restantes para ser distribuidos en la extensión de las zonas 1, 2 y 3 y en sus equivalentes al sur del límite de placas.

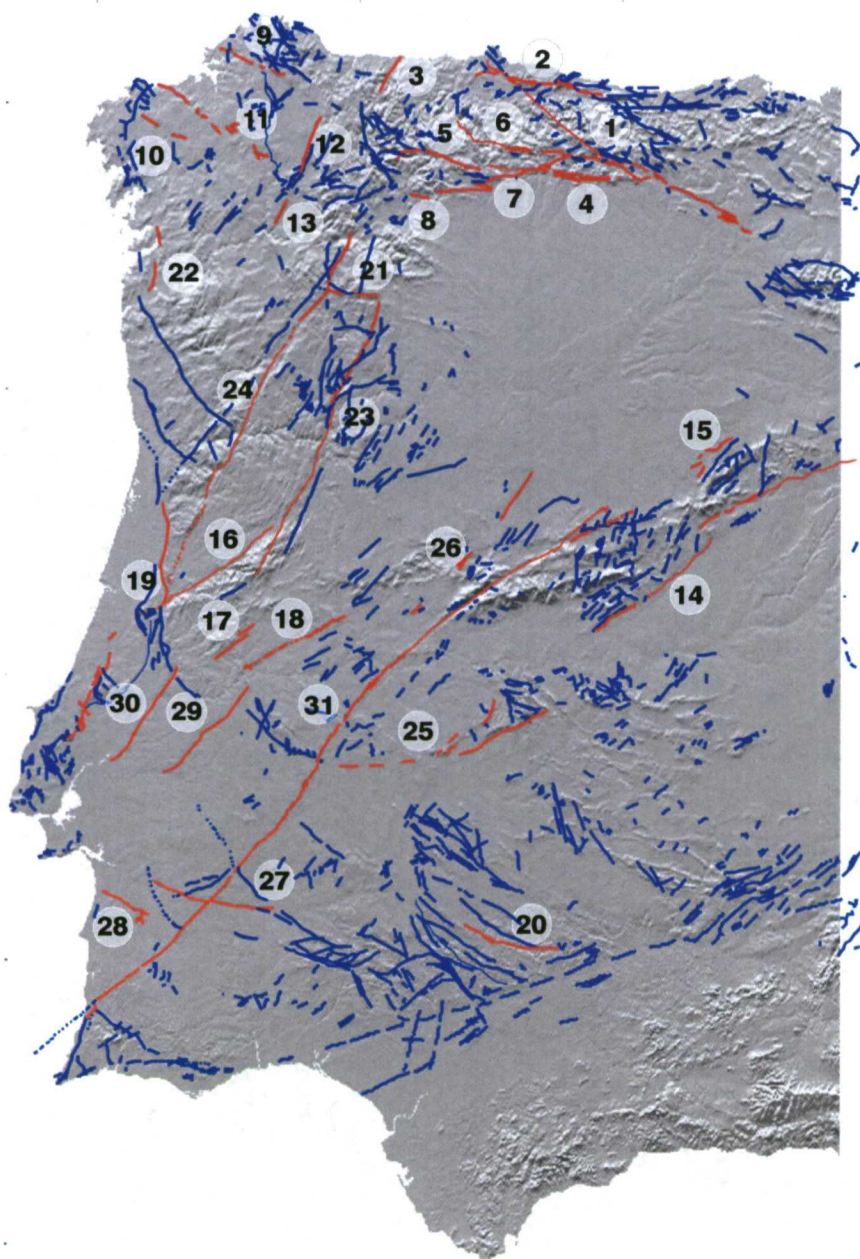
Luego, es posible que no se puedan dar más de 0,15 mm/año de deformación total desde Sierra Morena a Galicia. Este número tal vez sea un mínimo, puesto que el límite de placas en el sur de la Península Ibérica es mucho más lento que los ejemplos mencionados, y puede que la distribución de la deformación se extienda en un área mayor que en límites de placa rápidos, donde la deformación se concentra tan sólo en pocas estructuras muy cercanas al límite. Es decir, es posible que la reducción de la deformación en un 95% tenga lugar a mayor distancia del límite de placas.

En el caso de que el límite de placas de Eurasia-Africa tenga un comportamiento semejante a los límites de placa mencionados, los valores de suma de TD presentados en la Figura 5.16 son muy altos. Es posible, que se hayan modelizado fallas que no son activas en el presente. Por ejemplo, la falla de Béjar y falla de Guadiana no tienen estudios específicos de actividad reciente, y la falla de Ponsul tiene interpretaciones distintas sobre su actividad reciente (véase apéndice 3). Las demás fallas, sin embargo, sí presentan evidencia de actividad reciente, por ejemplo, la suma de la línea 3, sólo contiene fallas con evidencia de movimientos recientes.

Estudios de deformación reciente mediante técnicas de GPS en el Macizo Hespérico pueden contribuir en gran medida a entender cómo se distribuye la deformación tectónica, en zonas lejanas al contacto de placas, y en consecuencia,

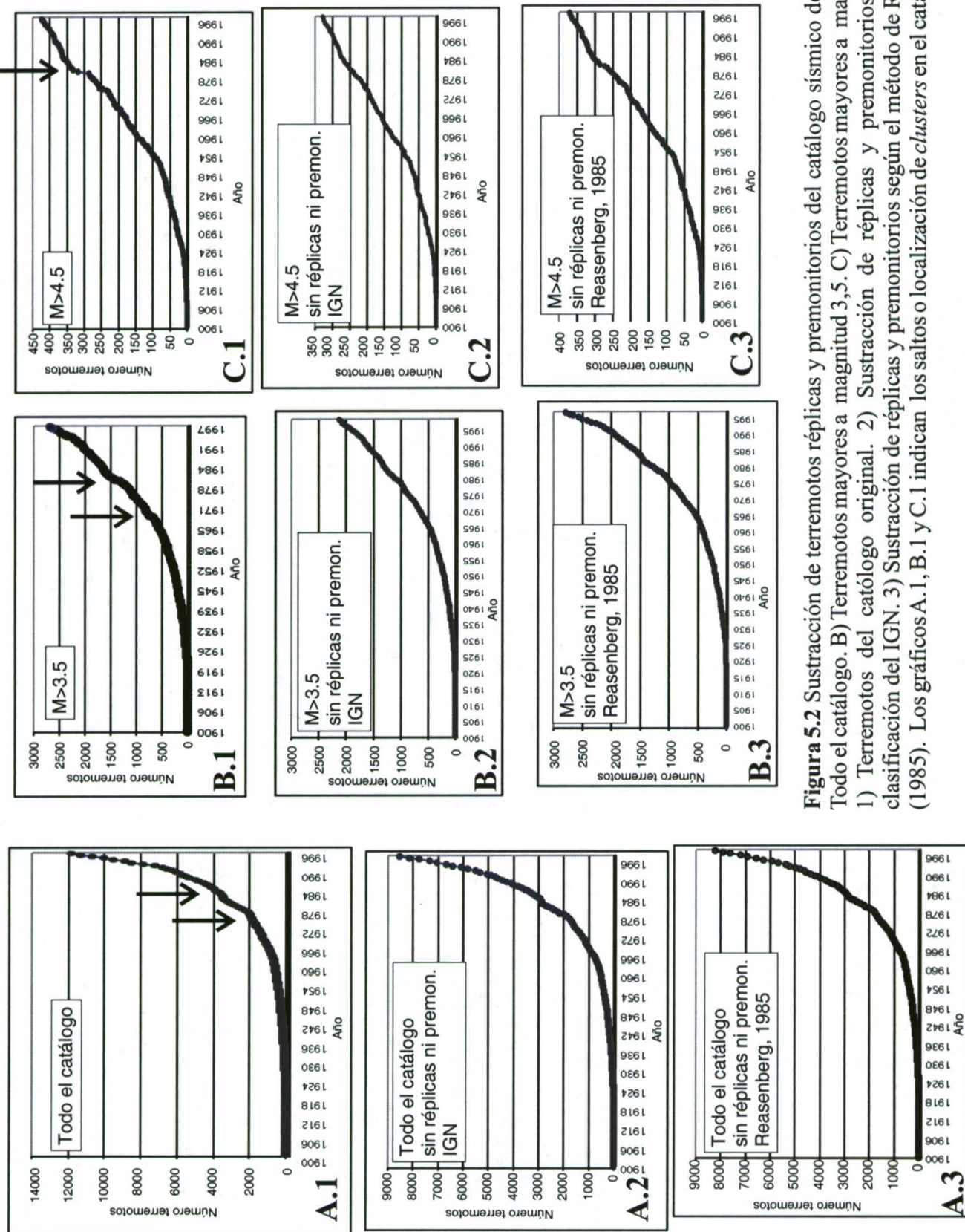
establecer límites para las tasas de deslizamiento asignadas a fallas en este área. Otras disciplinas, que pueden usarse para evaluar cuales son los valores generales de deformación esperables en el Macizo Hespérico, son los estudios de tensiones in situ y liberación del momento sísmico. En zonas, donde las estructuras tectónicas proporcionan poca información, es importante ampliar el enfoque de los estudios a otras disciplinas que pueden reducir la incertidumbre de los valores obtenidos con los estudios geológicos.





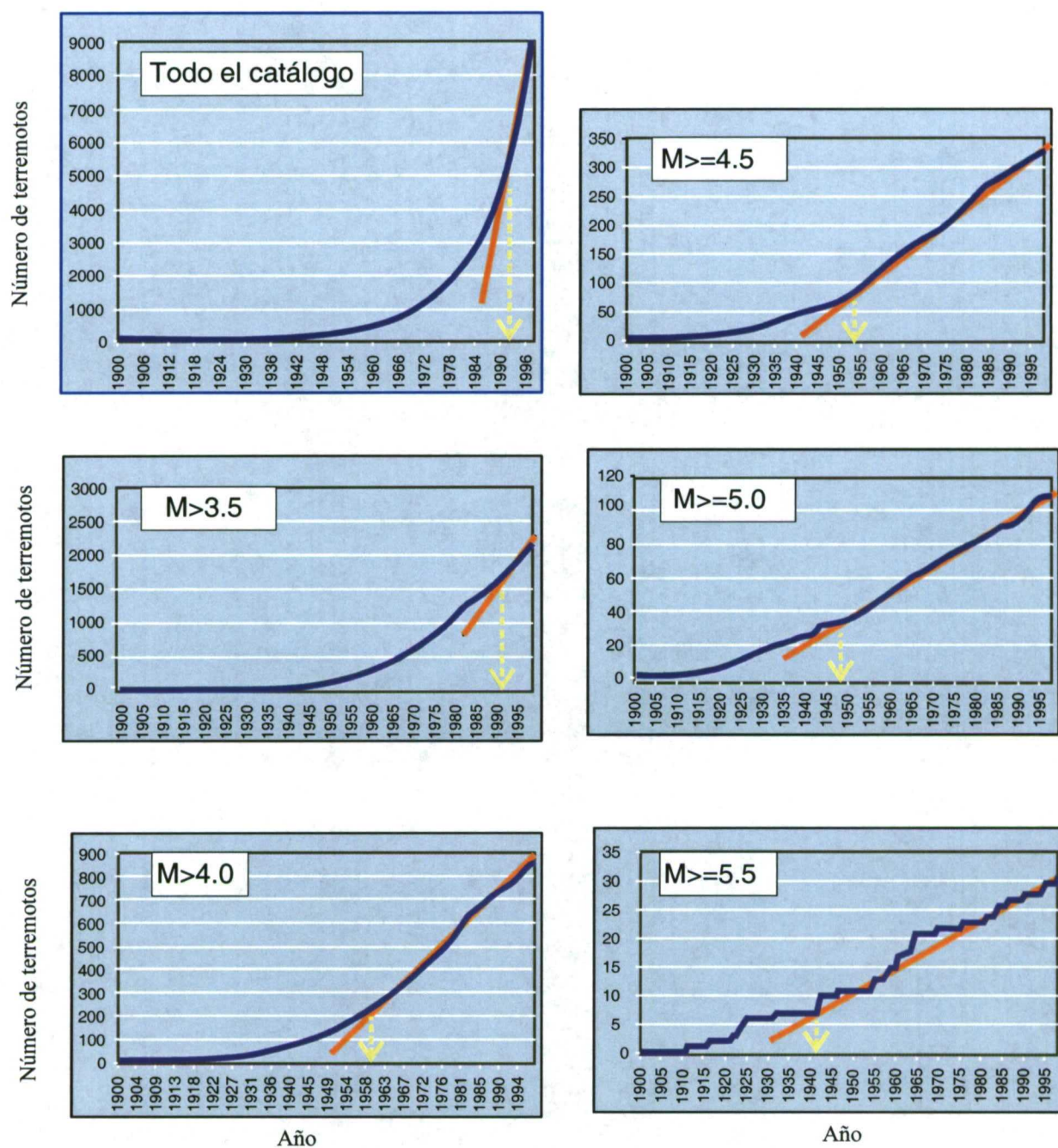
**Figura 5.1** Fallas del Macizo Hespérico (cartografía de fallas tomada de MOPT, 1992 . Fallas potencialmente activas en rojo: 1) Ventaniella, 2) Asturias central (Franja Movil Intermedia), 3) Asturias Occidental (Espina), 4) Borde Norte de la Cuenca del Duero, 5) Sabero-Gordón, 6) León, 7) Porma, 8) Bierzo, 9) Galicia Norte, 10) Galicia Sur, 11) Galicia Central, 12) Sarria , 13) Montforte, 14) Borde Sur del Sistema Central, 15) Borde Norte del Sistema Central, 16) Seisa-Lousa, 17) Sobreira-Formosa-Pomar-Grade, 18) Ponsul, 19) Nazaré-Pombal, 20) Sierra Albarrana, 21) Las Portillas, 22) Monte Chaõ, 23) Manteigas-Vilariça-Baragança, 24) Penacova-Regua-Verín, 25) Borde Norte de la Cuenca del Guadiana, 26) Béjar, 27) Vidigueira-Moura, 28) Grandola, 29) Río Sor-Montargil, 30) Tejo Inferior, 31) Alentejo-Plasencia. Modelo digital del terreno de SGE (1997).



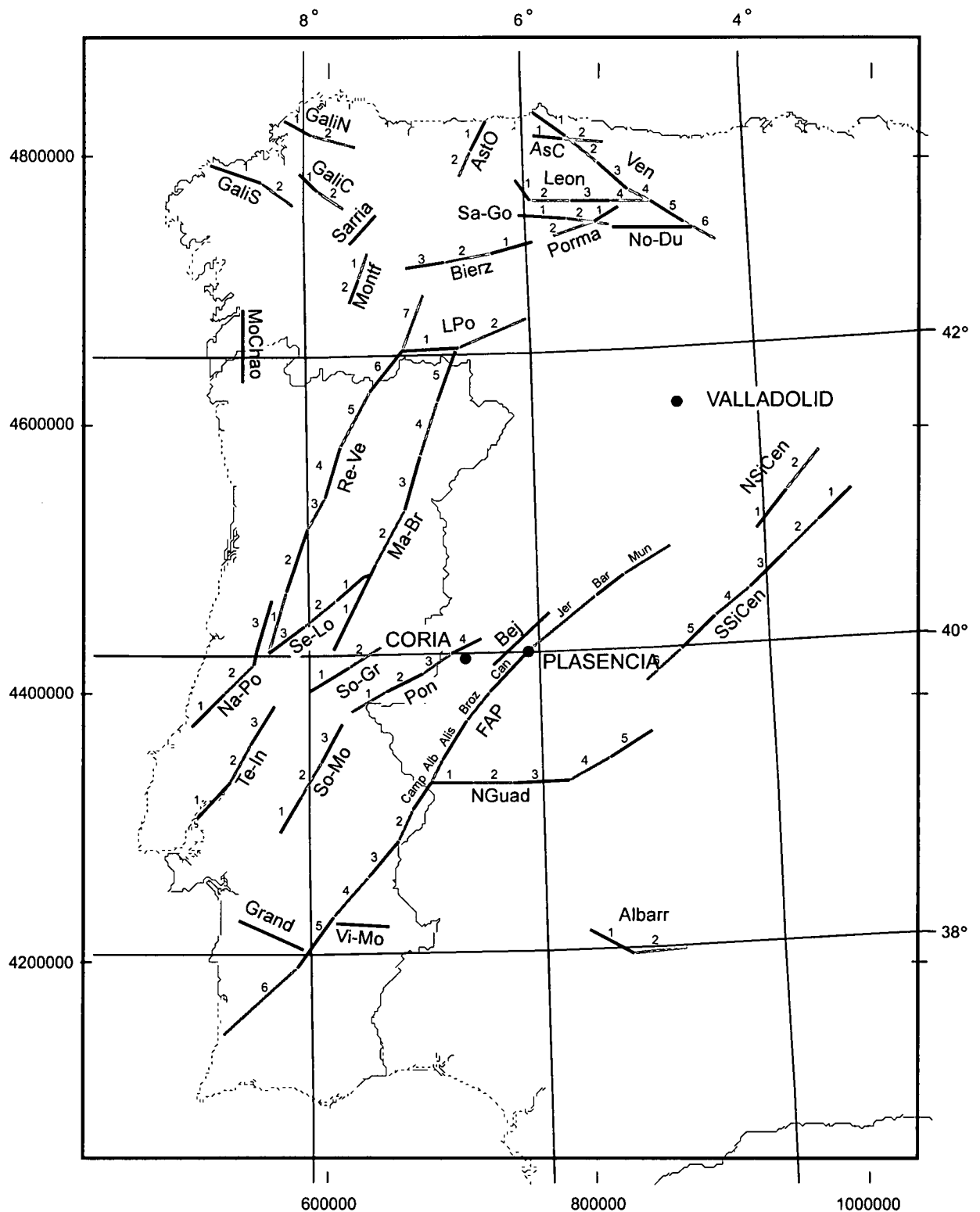


**Figura 5.2** Sustracción de terremotos réplicas y premonitorios del catálogo sísmico del IGN. A) Todo el catálogo. B) Terremotos mayores a magnitud 3,5. C) Terremotos mayores a magnitud 4,5. 1) Terremotos del catálogo original. 2) Sustracción de réplicas y premonitorios según la clasificación del IGN. 3) Sustracción de réplicas y premonitorios según el método de Reasenberg (1985). Los gráficos A.1, B.1 y C.1 indican los saltos o localización de *clusters* en el catálogo.

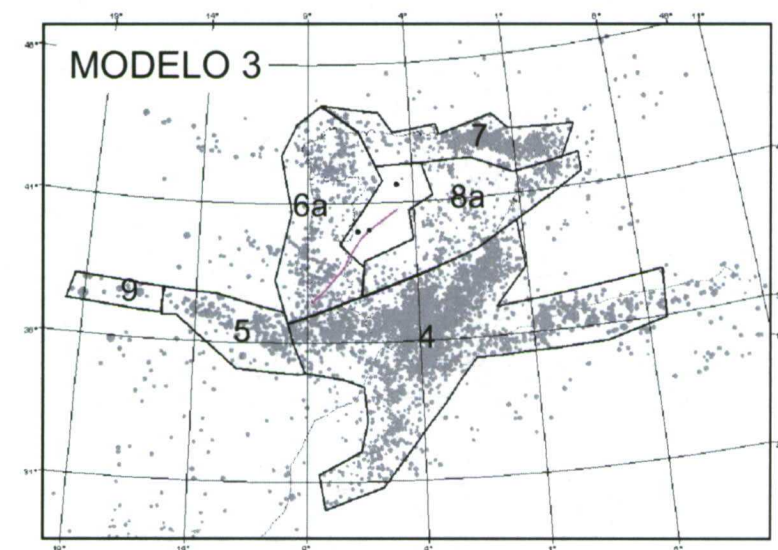
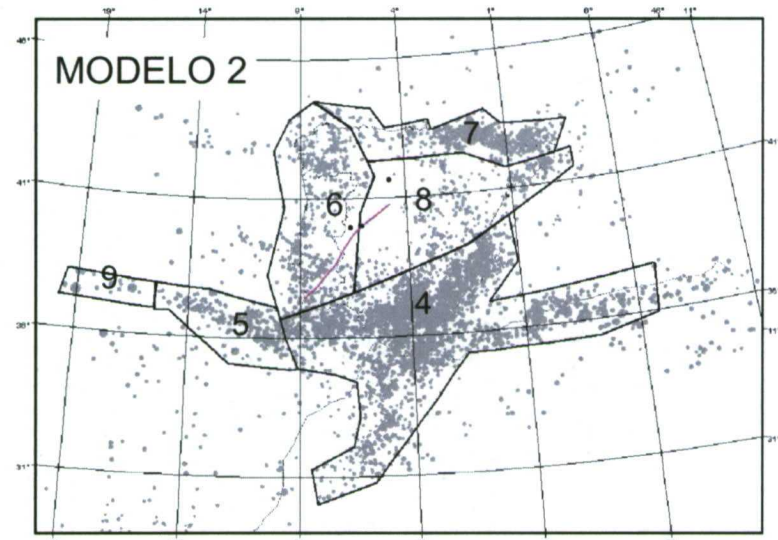
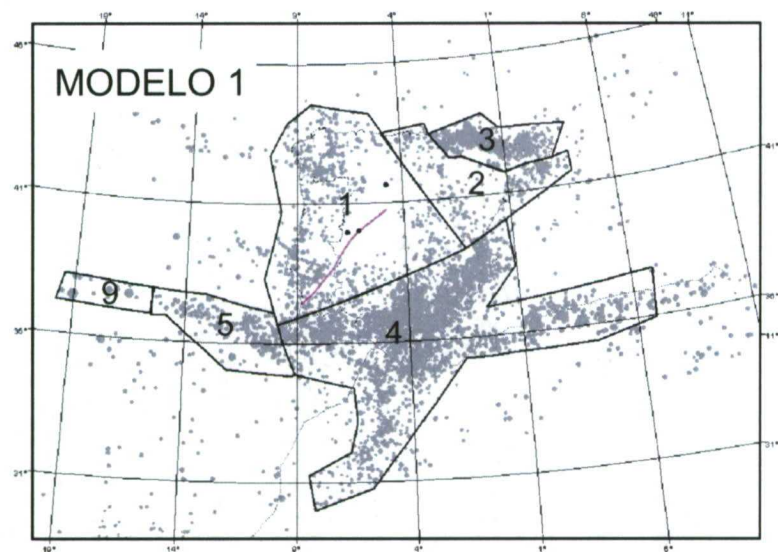




**Figura 5.3** Completitud del catálogo sísmico. Las flechas en los gráficos indican la fecha desde la cuál el catálogo del IGN es completo para terremotos mayores a la magnitud indicada.

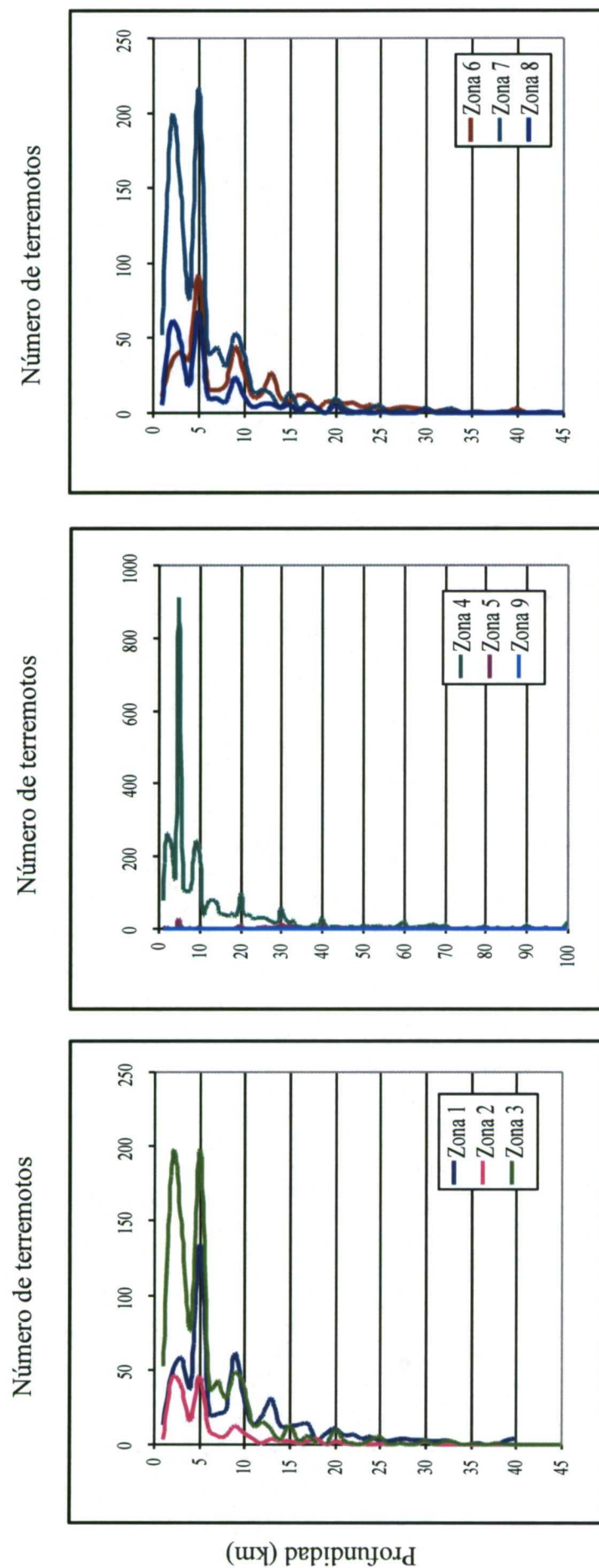


**Figura 5.4** Fuentes "falla". Los números indican el segmento de la falla correspondiente. **Ven)** Ventaniella, **AsC)** Asturias central, **AstO)** Asturias Occidental, **No-Du)** Borde Norte de la Cuenca del Duero, **Sa-Go)** Sabero-Gordón, **GalIN)** Galicia Norte, **GalIS)** Galicia Sur, **GalIC)** Galicia central, **Montf)** Montforte, **SSiCen)** Borde Sur del Sistema Central, **NSiCen)** Borde Norte del Sistema Central, **Se-Lo)** Seisa-Lousa, **So-Gr)** Sobreira-Formosa-Pomar-Grade, **Pon)** Ponsul, **Na-Po)** Nazaré-Pombal, **Albarr)** Sierra Albarrana, **LPo)** Las Portillas, **MoChao)** Monte Chaõ, **Ma-Br)** Manteigas-Vilariça-Baragança, **Re-Ve)** Penacova-Regua-Verín, **NGuad)** Borde Norte de la Cuenca del Guadiana, **Bej)** Béjar, **Vi-Mo)** Vidigueira-Moura, **Grand)** Grandola, **So-Mo)** Río Sor-Montargil, **Te-In)** Tejo Inferior, **FAP)** Alentejo-Plasencia.



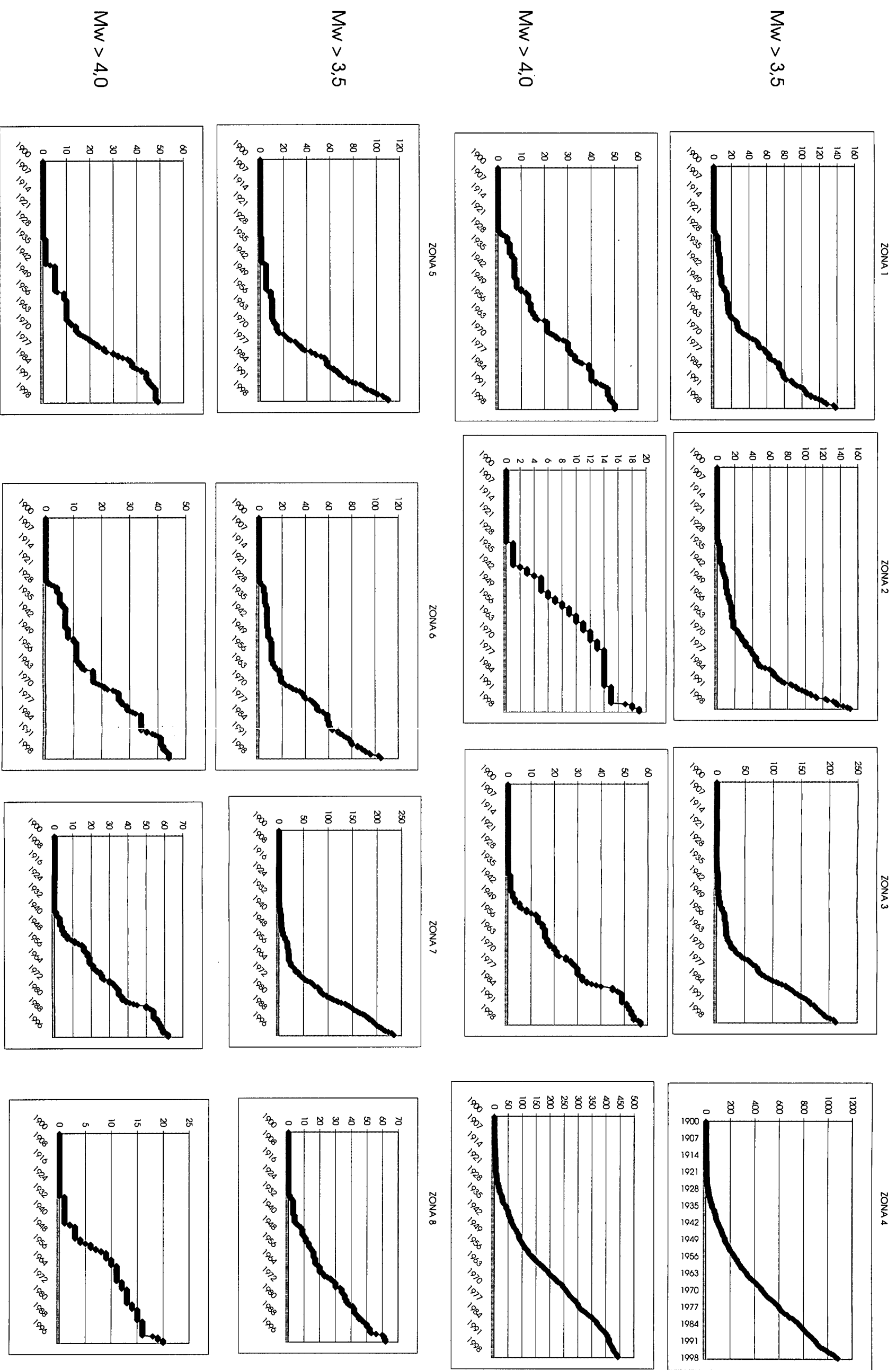
**Figura 5.5** Modelos de Fuentes área





**Figura 5.6** Profundidad de terremotos en la distintas fuentes área.



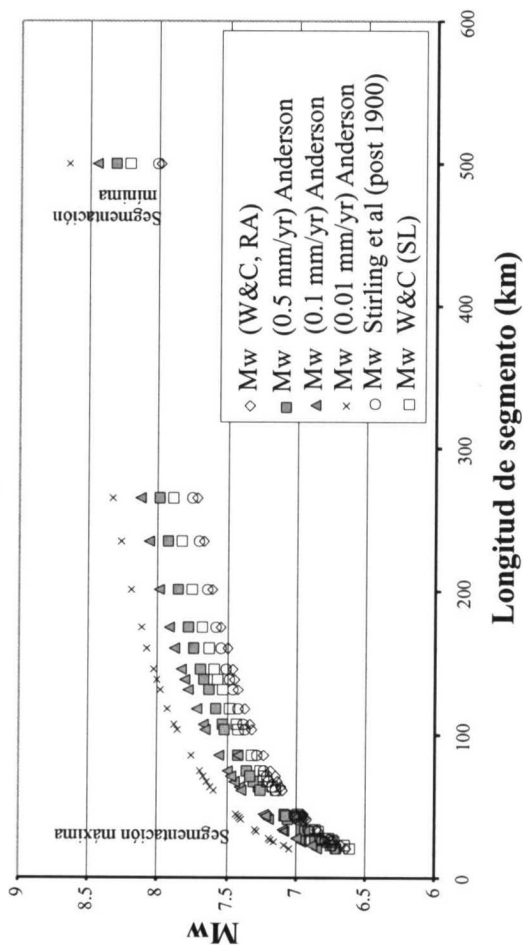


**Figura 5.7** Graficos de completitud del catalogo sismico por zonas para magnitudes mayores a 3,5 y 4,0  
(la inflexion en la curva muestra la fecha de completitud)

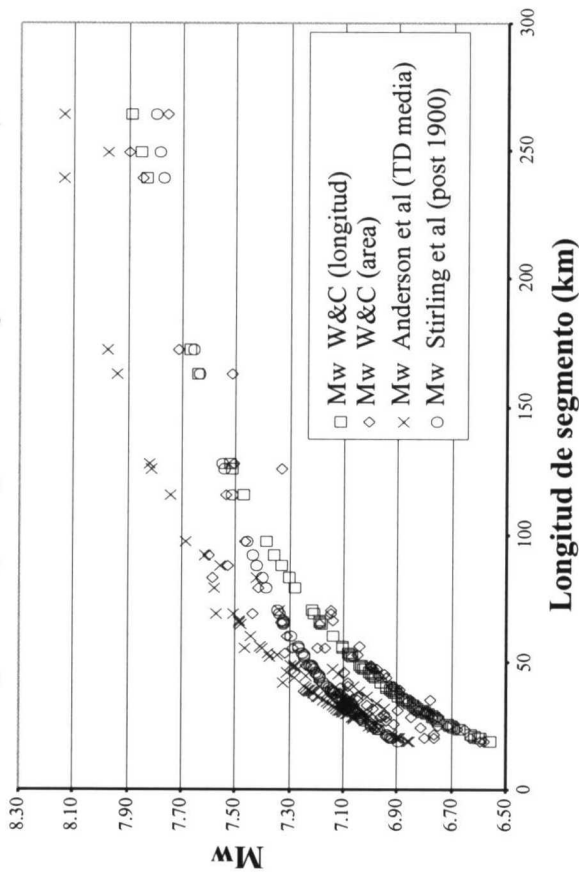
LEY DE ATENUACION	TASA DESPLAZAMIENTO (mm/año)	SEGMENTACION FALLAS	M <sub>MAX</sub> ASOCIADA A FUENTES FALLA
Atkinson & Bore	0.5	13 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		7 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		5 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		4 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		3 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		2 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		1 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		13 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		7 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
	0.1	5 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		4 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		3 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		2 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		1 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		13 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		7 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		5 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		4 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
	0.01	3 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		2 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		1 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		13 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		7 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		5 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		4 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		3 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		2 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.
		1 Segmentos	Wells & Coppersmith Anderson et al. Stirling et al.

**Figura 5.8** Distintas combinaciones de parámetros de cálculo de peligrosidad sísmica para el estudio de una fuente falla genérica del Macizo Hespérico en un emplazamiento sobre la falla (se ha caracterizado sólo la falla de Alentejo-Plasencia y los cálculos se realizan para la localidad Plasencia).

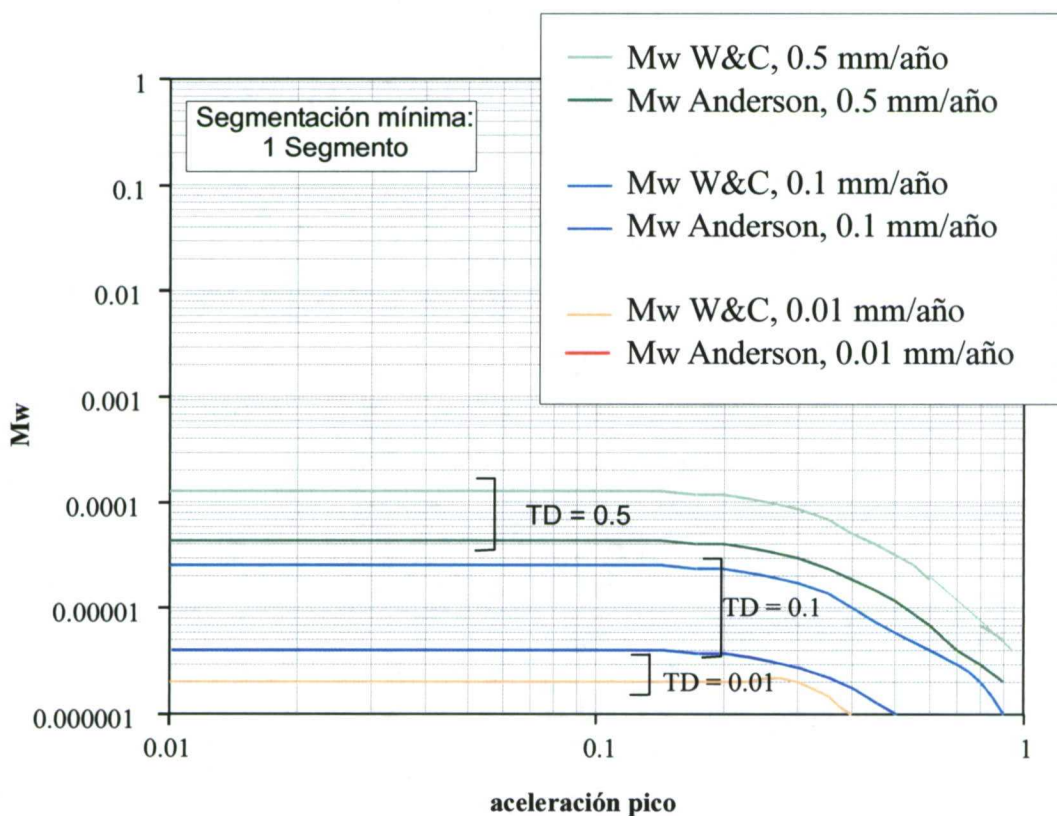
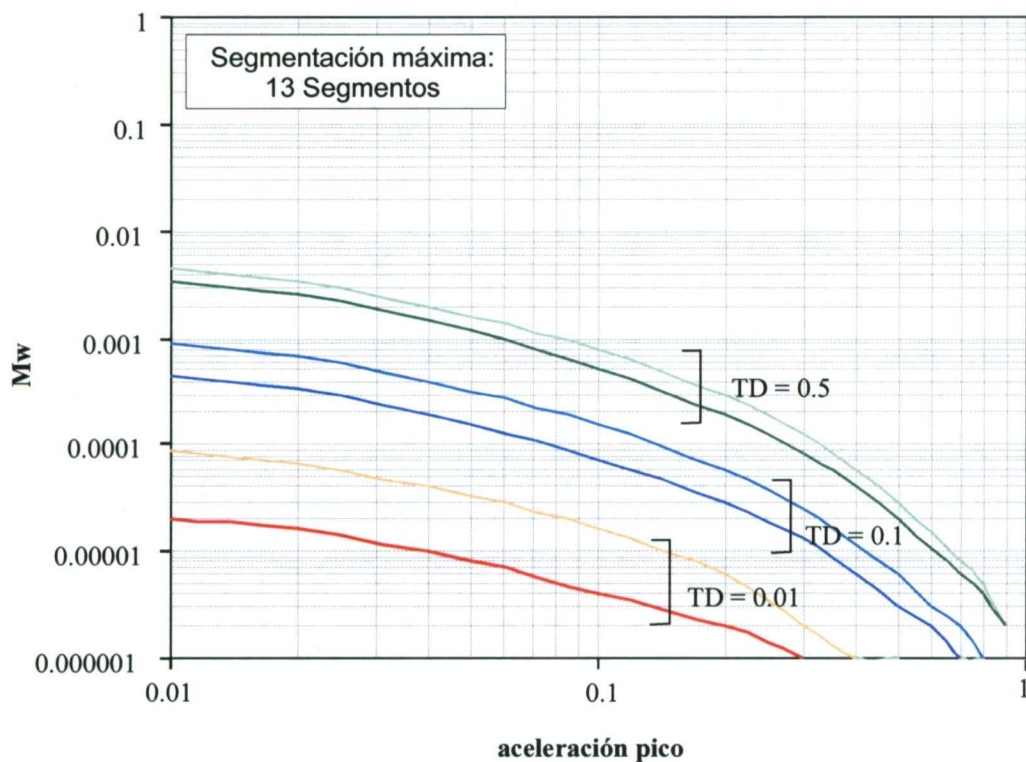
### Mw para los posibles segmentos de la falla de Alentejo-Plasencia



### Mw para los posibles segmentos de fallas del Macizo Hespérico (excepto Alentejo-Plasencia)

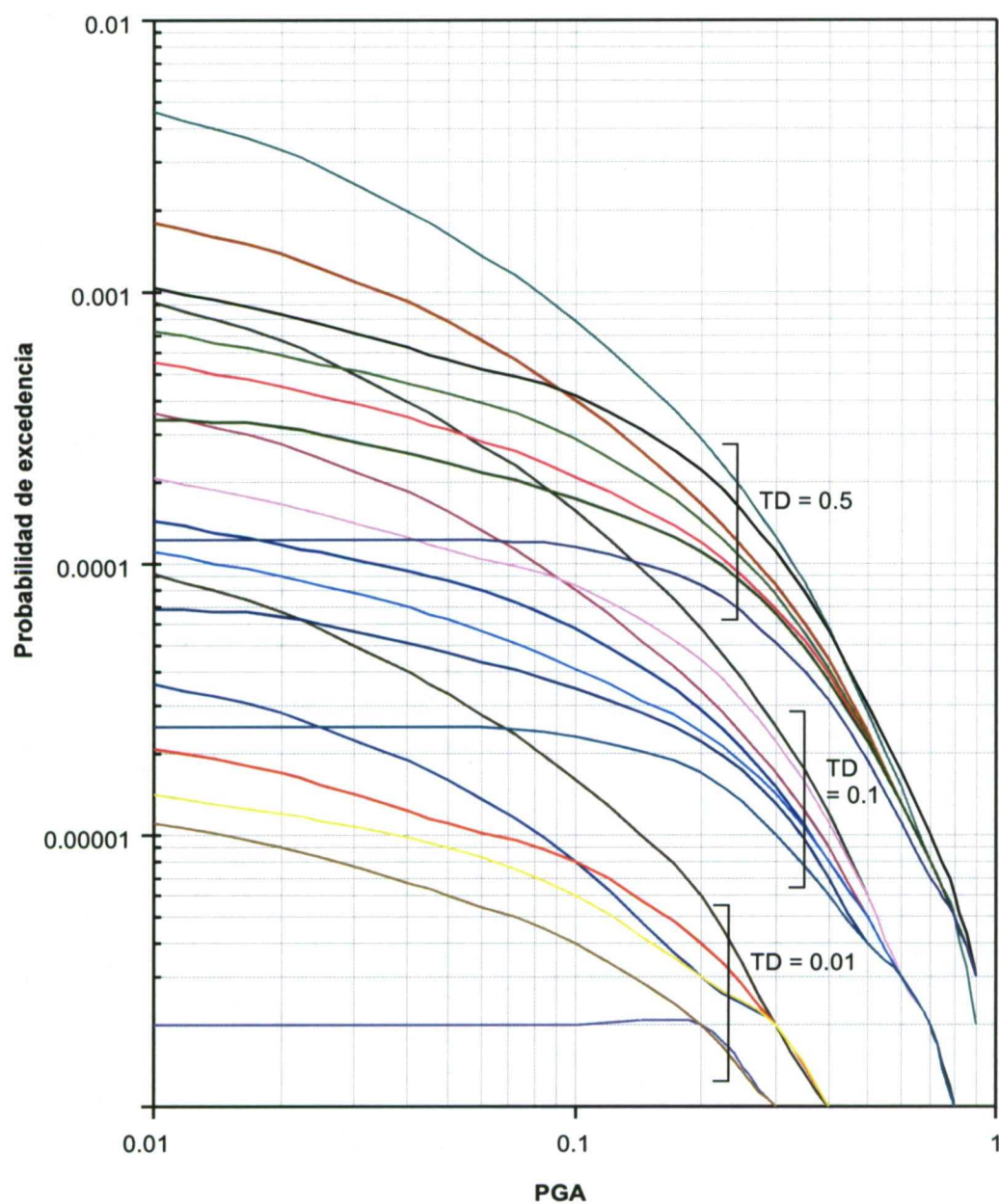


**Figura 5.9** Valores de  $M_w$  para distintas relaciones de magnitud en función de la longitud de segmento. A)  $M_w$  para distintas longitudes de rotura superficial de la falla de Alentejo-Plasencia obtenidas de los distintos modelos de segmentación B)  $M_w$  para los modelos de segmentación máxima y mínima de las fallas del Macizo Hespérico. Explicación de las distintas relaciones en el texto.



**Figura 5.10** Curva de peligrosidad para las Mw obtenidas de distintas relaciones magnitud/longitud de segmento, para una segmentación máxima y mínima de la falla de Alentejo-Plasencia y para tasas de deslizamiento de falla máximas, medias y mínimas, típicas de estructuras en el Macizo Hespérico.



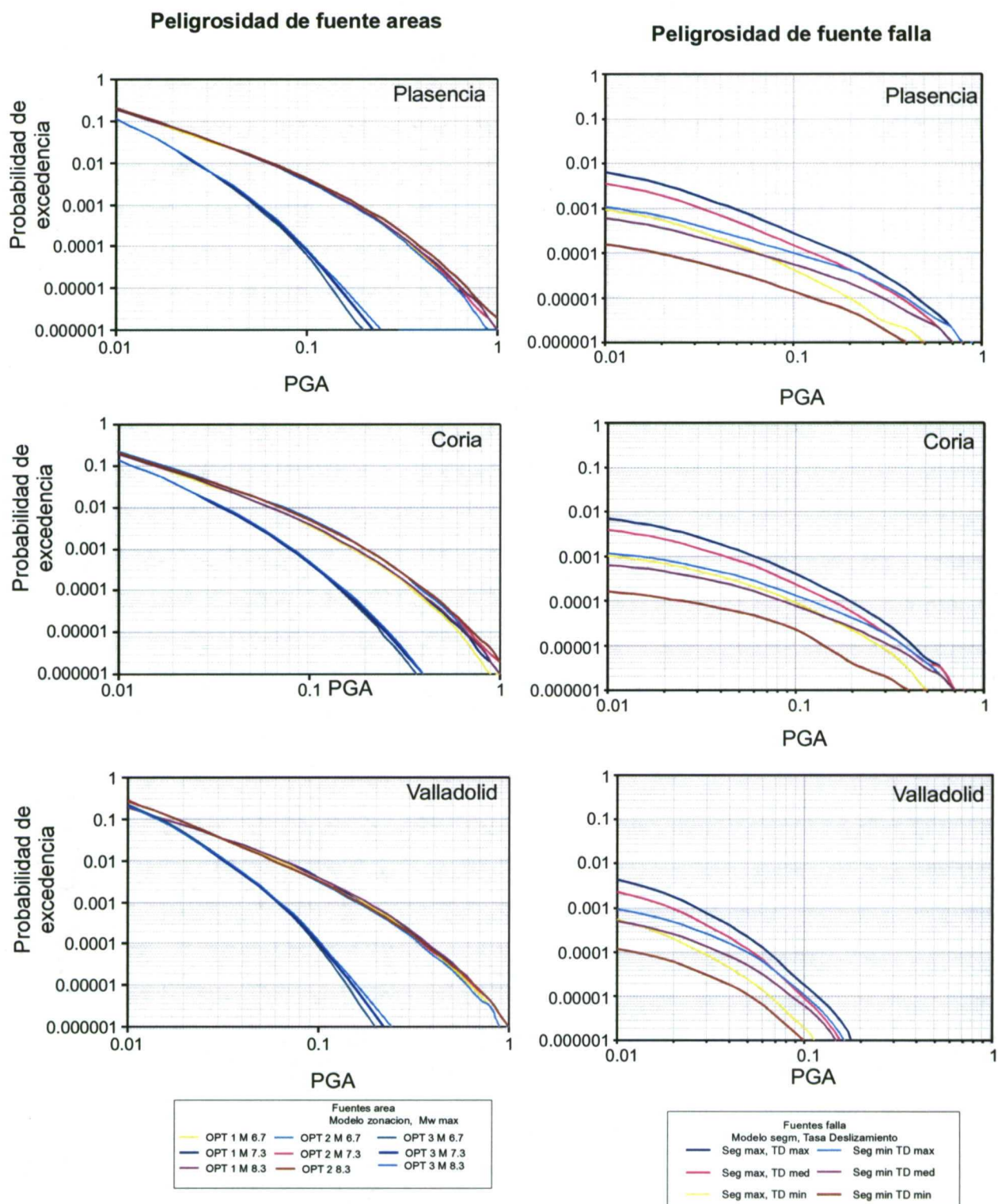


Tasa deslizamiento, numero de segmento		
— 0.5, 13seg	— 0.1, 13seg	— 0.01, 13seg
— 0.5, 7seg	— 0.1, 7seg	— 0.01, 7seg
— 0.5, 5seg	— 0.1, 5seg	— 0.01, 5seg
— 0.5, 4seg	— 0.1, 4seg	— 0.01, 4seg
— 0.5, 3seg	— 0.1, 3seg	— 0.01, 3seg
— 0.5, 2seg	— 0.1, 2seg	— 0.01, 2seg
— 0.5, 1seg	— 0.1, 1seg	— 0.01, 1seg

**Figura 5.11** Curva de peligrosidad para un emplazamiento sobre un falla genérica del Macizo Hespérico (emplazamiento= Plasencia; falla= Alentejo-Plasencia; segmentacion y tasa de deslizamiento de una falla genérica del Macizo Hespérico).

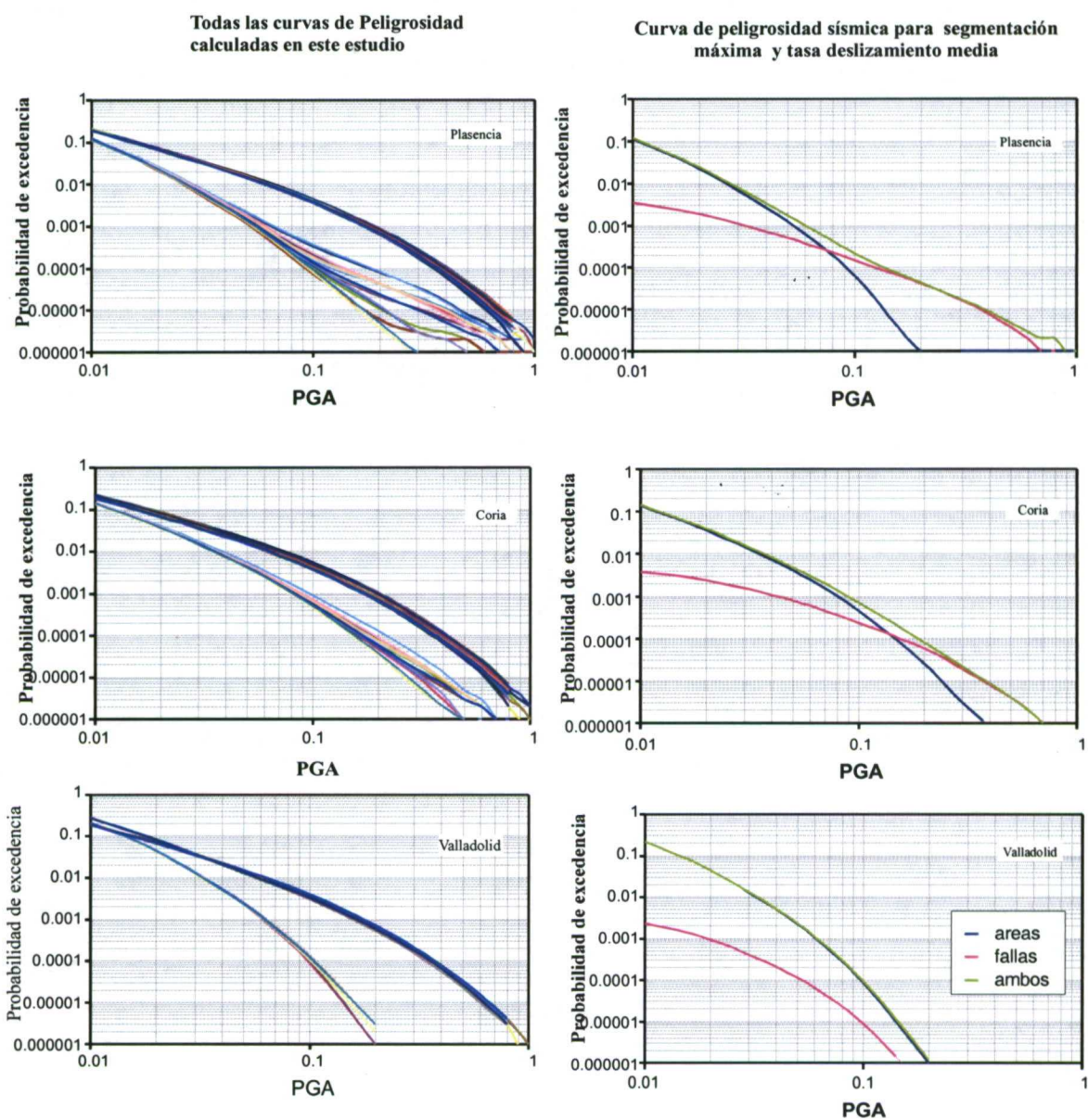
Ley de atenuación	Modelo de Fuentes área	M <sub>max</sub> de Fuentes área	Tasa deslizamiento de falla	Modelo de Segmentación de falla	M <sub>MAX</sub> asociada a Fuentes fallas
Atkinson & Bore	Modelo 1	M6.7	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
		M7.3	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
		M8.3	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
	Modelo 2	M6.7	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
		M7.3	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
	Modelo 3	M8.3	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
		M6.7	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
		M7.3	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
		M8.3	Tasa minima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa intermedia	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith
			Tasa maxima	Minima	Wells & Coppersmith
				Maxima	Wells & Coppersmith

Figura 5.12 Distintas combinaciones de parámetros de cálculo de la peligrosidad para los tres emplazamientos del Macizo Hespérico



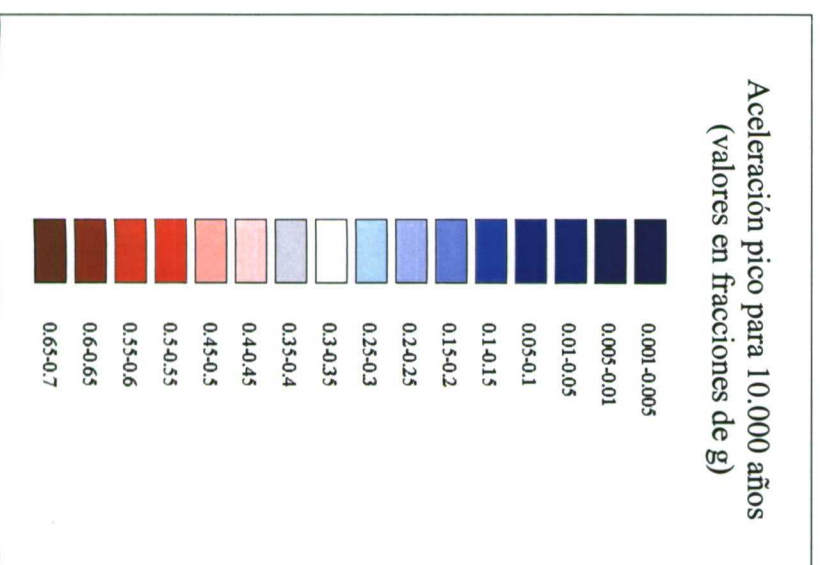
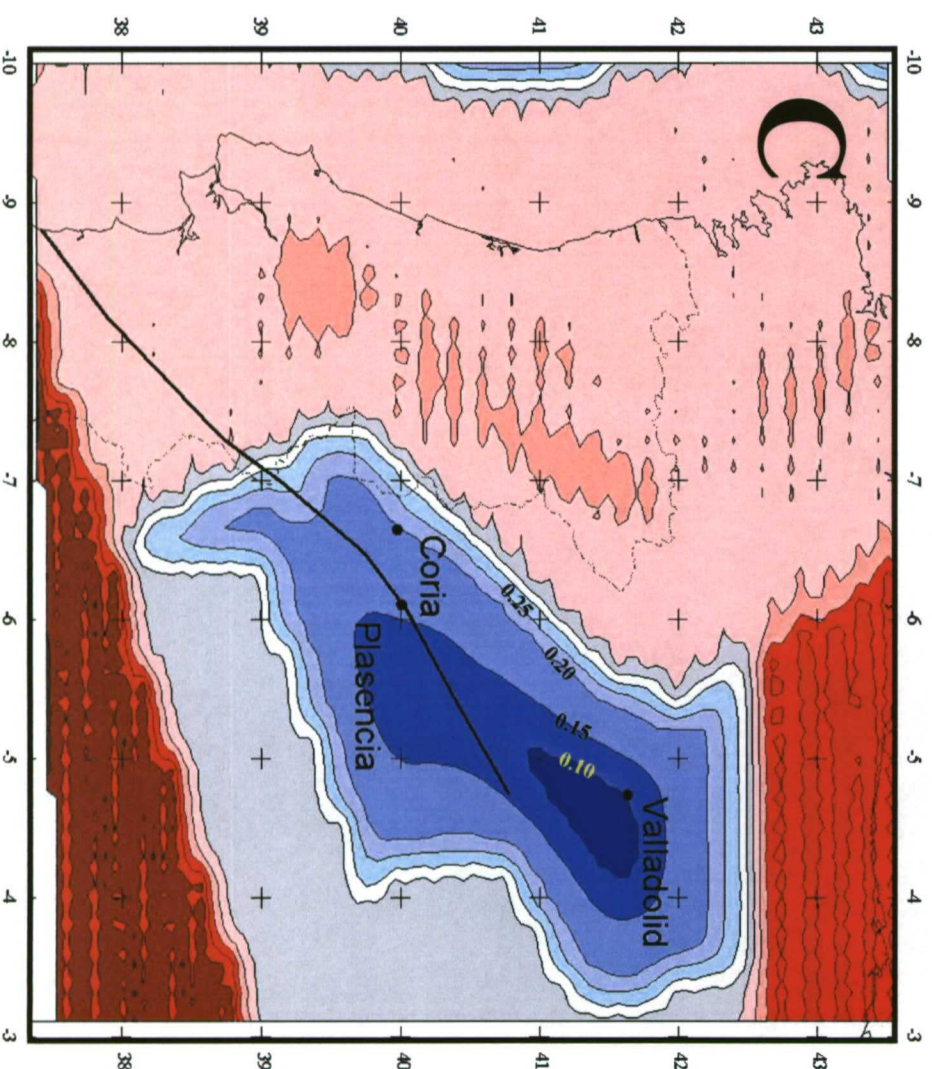
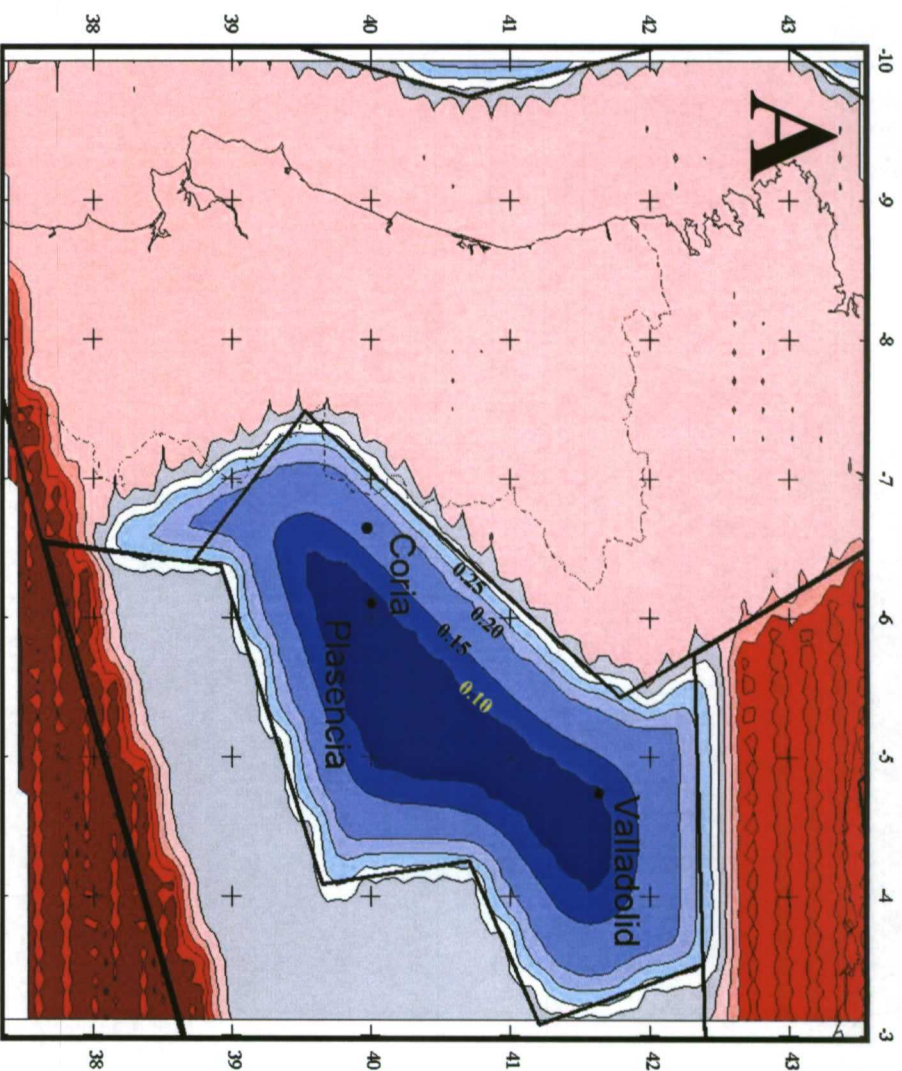
**Figura 5.13** Curvas de peligrosidad para tres emplazamientos en la zona de baja sismicidad de la Península Ibérica. Curvas derivadas de fuentes falla y fuentes area independientemente.





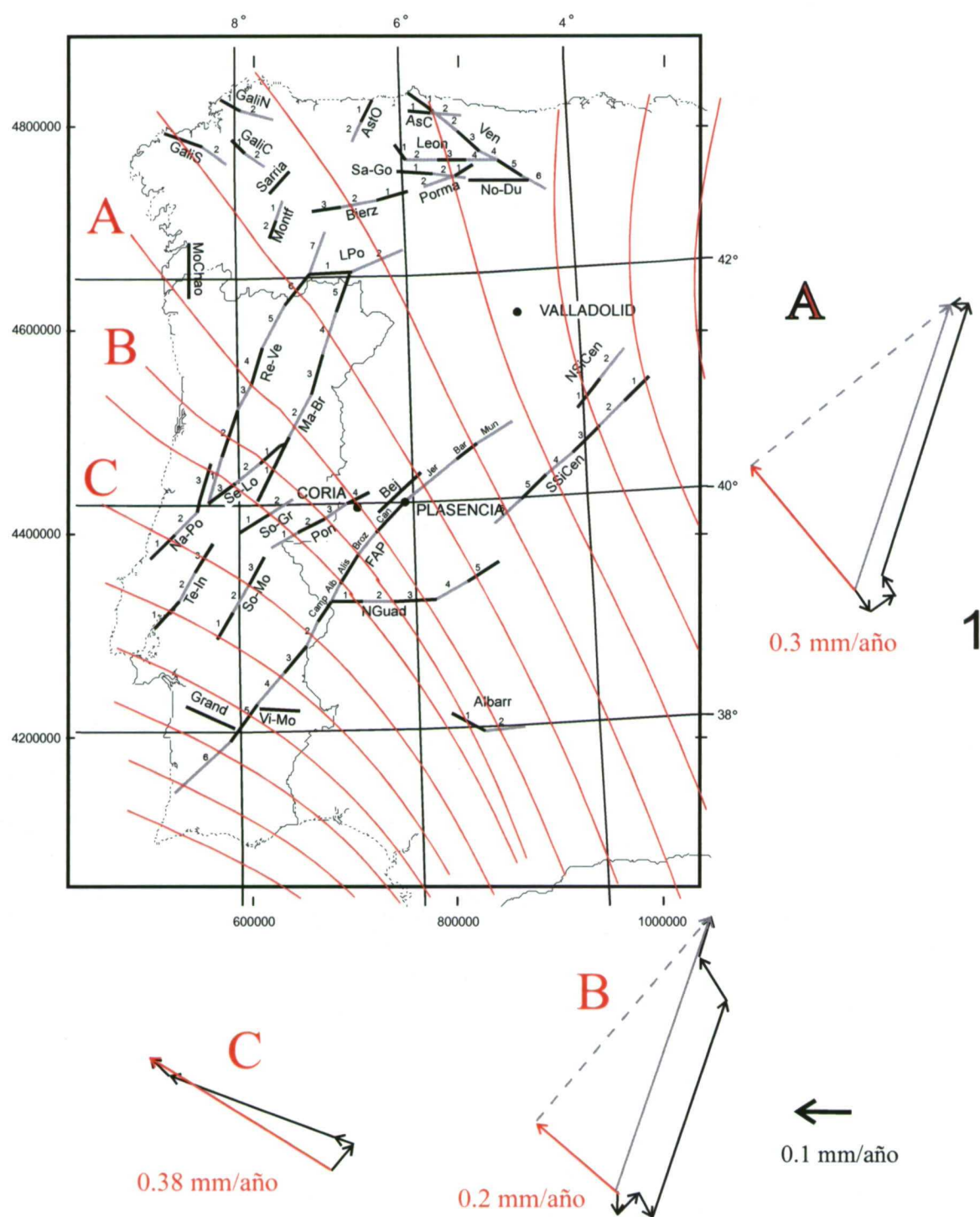
**Figura 5.14** Curvas de peligrosidad para tres emplazamientos en la zona de baja sismicidad de la Península Ibérica. Curvas derivadas combinando fuentes falla y fuentes area .





**Figura 5.15** Mapa de peligrosidad sísmica del Macizo Hespérico para un periodo de retorno de 10.000 años. A) Peligrosidad debida a las fuentes área del modelo 3 (líneas negras = límites de fuente) B) Peligrosidad debida a las fuentes falla para una segmentación mínima y una tasa de deslizamiento media. C) Peligrosidad conjunta de las fuentes de AyB.





**Figura 5.16** Suma vectorial de la tasa de deslizamiento de las fallas del Macizo Hespérico situadas a lo largo de tres líneas (A, B y C) paralelas a las trayectorias del esfuerzo principal (líneas rojas, tomadas de Herraiz *et al*, 2000). Flechas negras = componente horizontal de la tasa de deslizamiento de cada falla. Flechas grises = suma vectorial de las componentes horizontales. Flechas rojas = componente de la suma vectorial según la dirección de máxima compresión. Cifras en rojo = valores de la suma vectorial según la dirección de máxima compresión.

## 6.0. CONCLUSIONES Y ESTUDIOS FUTUROS

### 6.1. CONCLUSIONES

- La falla de Alentejo-Plasencia (FAP) es un desgarre de longitud semejante a las grandes fallas interplaca, pero tiene muy poco desplazamiento total. Se trata, en realidad, de una sucesión de segmentos nucleados a lo largo del dique de Alentejo-Plasencia (DAP). La FAP se puede clasificar como una falla transcurrente intracontinental o, también, como relacionada con zonas de indentación.
- La presencia de cuencas *pull-apart* terciarias y las relaciones geométricas entre el dique y la falla, muestran que el dique no intruyó en la falla de desgarre preexistente, sino que la falla se formó con posterioridad al dique, deformándolo. La falla es por tanto postjurásica. La presencia del dique tuvo probablemente un papel importante en la nucleación de la falla en profundidad.
- Las cuencas *pull-apart* de la FAP representan un ejemplo muy claro de inflexiones distensivas. Estas cuencas son muy semejantes a otras estructuras de desgarre en el planeta, y a modelos analógicos de deformación de arena, a pesar de formarse sobre el basamento del Macizo Hespérico.
- De los perfiles gravimétricos de las cuencas *pull-apart*, se ha obtenido información relevante para estimar el hundimiento y el desplazamiento horizontal que han dado lugar a la cuenca (este último mediante relaciones empíricas publicadas). La geometría subsuperficial, junto con la geometría en planta, indican que las cuencas se encuentran en un estado evolutivo de intermedio a avanzado. No se ha podido, sin embargo, establecer si las cuencas *pull-apart* han dejado de funcionar como tales en el cuaternario.
- La presencia de cuencas *pull-apart* terciarias de edad pos Aragoniense y con un desplazamiento horizontal alrededor de 1 km, pone de manifiesto, que gran parte del desplazamiento de la falla ocurrió en tiempos más recientes que lo tradicionalmente aceptado. El estudio de superficies de erosión y de sedimentos terciarios ha contribuido a datar la formación de las cuencas.
- La sustracción del desplazamiento total (~3 a 1.5 km) y del asociado a la formación de cuencas *pull-apart* (~1 a 1.5 km) se ha usado para estimar la cantidad de movimiento de la falla pre cuencas y cuaternaria (desplazamiento “resta”). La mayor parte de este desplazamiento tuvo lugar antes de la formación de las cuencas, pues la FAP no muestra evidencias de tasas altas de deformación reciente. El desplazamiento “resta”, además, parece disminuir hacia el sur, en el tramo de la FAP estudiado, lo cual apoya la idea de que la falla está segmentada y se relaciona, probablemente, con una disminución hacia el sur de la transmisión de los esfuerzos provenientes del norte, con anterioridad al Mioceno.
- La FAP presenta, además, evidencias de movimientos en el cuaternario, aunque por su tasa baja de deformación y su componente de movimiento principalmente horizontal, la falla no presenta una expresión de actividad reciente clara.
- El papel que jugó la falla en el contexto tectónico alpino, apunta hacia la hipótesis de que la falla es de hecho postcretácica, formada en conexión con la colisión de Europa y placa Ibérica. Se han definido dos etapas principales del movimiento de la FAP. El movimiento durante la Fase Pirenaica se produce por

la transmisión de los esfuerzos desde en Norte de la península y es de tipo desgarre sinistral. La fase Bética (con transmisión de esfuerzos desde el sur) dio lugar a la formación de las cuencas *pull-apart*, también por movimientos de desgarre sinistral. La formación de grandes relieves cercanos a la FAP debido al compresión bética, pudo inducir una curvatura en la FAP que generó las inflexiones en su traza. Es posible que este régimen tectónico se haya mantenido sin grandes cambios hasta la actualidad, en la zona estudiada de la FAP (lejos del límite de placas).

- En la zona de la cuenca del Sado (Portugal) la FAP parece haber tenido, también, movimientos importantes durante la fase Bética, mientras que los movimientos anteriores son diferentes a los de la zona de este estudio. En la cuenca del Sado, se han descrito, además, movimientos recientes de la FAP de mayor envergadura. Estos datos apuntan hacia una clara segmentación de falla, debida, tal vez, a una mayor influencia de los esfuerzos provenientes del límite de placas, sobre en la traza más meridional de la FAP.
- Las tasas cuaternarias de deslizamiento de la FAP son de 0,1 a 0,01 mm/año como valores máximo y mínimo, respectivamente. Las incertidumbres asociadas a estas tasas son altas por los pocos datos y la gran incertidumbre en la datación de los sedimentos y formaciones geomorfológicas cuaternarias de la zona.
- Se ha realizado una segmentación de la falla con criterios geométricos y cinemáticos, en segmentos que presentan valores de 22 a 75 km. Esta segmentación tiene gran incertidumbre, por lo que se considera que los segmentos pueden, en realidad, estar asociados unos a otros conformando segmentos mayores. Se considera sin embargo, que los valores de segmentación mínima (apartado 4.12.1.) son los más probables por comparación con casos en otras zonas de baja sismicidad, y porque fallas de desgarre, con tasas bajas de deformación, no suelen producir roturas superficiales largas (los planos de fallas presentan muchas asperezas).
- En la zona de menor sismicidad de la Península Ibérica, se ha realizado un estudio de la sensibilidad de la peligrosidad sísmica a los parámetros de fuente sismogenética, con énfasis en las fuentes falla. La contribución más importante de este análisis, es que introduce datos geológicos (estructuras activas) en el cálculo de la peligrosidad, mientras que estudios anteriores se basan exclusivamente en el catálogo de terremotos.
- Las fuentes área (sismicidad de fondo), definidas en este estudio, ocupan zonas mayores que las de estudios anteriores. El criterio para definir las fuentes área es esencialmente geológico y se apoya en el hecho de que, si los terremotos mayores están ya definidos por las fuentes falla, las fuentes área pueden ser regiones de sismicidad de fondo, con una área mayor y con una magnitud máxima menor (siempre y cuando se conozcan todas las fallas activas de una zona). Esta zonación, en áreas de sismicidad muy baja, no está de acuerdo con la distribución actual de terremotos, pero se asume que el catálogo no es completo y que zonas intraplaca presentan un comportamiento sísmico en *clusters*.
- Las fuentes área definidas en este estudio dan valores de peligrosidad mayor que estudios anteriores para períodos de retorno de 500 a 1000 años. Para estos períodos cortos, además, las fuentes falla no influyen sustancialmente. Es posible que para estudios con períodos de retorno cortos, la delineación de fuentes área se ajuste más a la distribución actual de los terremotos (como ha



sido realizada tradicionalmente), mientras que para períodos largos ( $\sim > 5000$  años) la división en zonas mayores, junto con el uso de fuentes falla, sea una forma más apropiada de representar la sismicidad esperable en esos intervalos.

- En los análisis de sensibilidad realizados, la peligrosidad sísmica muestra grandes variaciones según el parámetro estudiado. Se enumeran a continuación estos parámetros, ordenándolos según su rango de variación (de mayor a menor):
- **Modelos de fuentes área:** Los modelos 1 y 2 suponen una peligrosidad sísmica mucho mayor a la del modelo 3 (para 0,1 g en Plasencia se obtiene una diferencia de 200 a 10.000 años de período de retorno).
- **Tasa de deslizamiento de las fuentes falla (TD):** Los valores de TD en fallas del Macizo Hespérico varían entre 0,01 a 0,5 mm/año (datos obtenidos en este estudio y tomados de la bibliografía) lo cual supone un gran rango de peligrosidad sísmica para un emplazamiento cerca de una falla (para 0,1g la variación del período de retorno es de 1.300 a 62.000 años, si se asignan valores de 0,5 o 0,01 mm/año, respectivamente).
- **Magnitud de la falla (longitud del segmento):** la gran incertidumbre en la definición de segmentos de falla (que representen futuras roturas superficiales cosísmicas) ha llevado a asumir que las longitudes de segmento puedan ser de 21 a 500 km para la falla caracterizada. La gran diferencia en longitud (y por tanto en magnitud) da resultados de peligrosidad muy variables (los valores de período de retorno para 0,1g en una falla de 0,5 mm/año varían de 1.300 a 8.600 años para un punto sobre la falla).
- En el presente estudio, para el caso de una sola fuente, una TD de 0,1 mm/año es el umbral mínimo para la influencia de las fallas activas en la peligrosidad sísmica en un emplazamiento cercano a una falla. Si hay varias fuentes falla, la acción combinada puede incrementar la peligrosidad sísmica en un emplazamiento, aunque las fallas tengan TD menores a 0,1 mm/año.
- Las combinaciones de las distintas opciones, para cada parámetro estudiado, han producido 55 curvas de peligrosidad sísmica en cada emplazamiento. La distribución bimodal de los resultados muestra que es muy difícil estimar, mediante análisis de sensibilidad, los valores estadísticos de los resultados (media y desviación estándar) representativos de la familia de curvas de peligrosidad finales. Además sólo se han usado los valores medios de la ley de atenuación. En zonas con grandes incertidumbres en los valores de fuentes sísmicas, como en el Macizo Hespérico, sería apropiado utilizar los métodos de árbol lógico (vease Figura 5.12) con simulaciones de Montecarlo, para poder evaluar la estadística de la distribución de las múltiples curvas de peligrosidad generadas.
- Pocas fallas del Macizo Hespérico presentan TD mayores a 0,1 mm/año, pero se encuentran suficientemente juntas para producir áreas locales de mayor peligrosidad. Como consecuencia, es importante la incorporación de datos de fallas en estudios de peligrosidad sísmica para instalaciones de alta seguridad en la zona. Con respecto a instalaciones de menor seguridad o edificios del Patrimonio Nacional, es importante resaltar que no existe diseño sismorresistente en esta zona y que por tanto, terremotos de  $M > 5,5$  pueden ser catastróficos. En este último caso sería interesante reconsiderar, también, la definición de las fuentes área y la incorporación de sus incertidumbres.

- Para evaluar la idoneidad de los valores de TD asignados a las fallas del MH, se ha intentado calcular la cantidad de deformación media que se produce en el área del Macizo Hespérico con los datos de TD de falla, y así compararla con el valor de deformación esperable en el área según su distancia al límite de placas. Los resultados indican que es posible que algunos de los valores de TD utilizados en este estudio sean altos. Es difícil evaluar, sin embargo, cuál es la cantidad de deformación que ocurre actualmente en el conjunto del MH, pues se carece de estudios específicos sobre actividad reciente de la mayoría de las estructuras, y de otros estudios complementarios como estudios geodésicos (GPS), tensiones in situ, etc. que hayan sido realizados con el objetivo de estudiar el potencial sísmico en el área.

## 6.2. ESTUDIOS FUTUROS

En este apartado se enumeran los estudios futuros que pueden contribuir a la mejora del conocimiento de la cinemática de la FAP y de los estudios de peligrosidad sísmica en la zona de baja sismicidad de la Península Ibérica:

1) Con respecto al estudio cinemático de la FAP durante el Terciario, se propone:

- La realización de mapas gravimétricos de todas las cuencas sedimentarias de la FAP y la interpretación de la gravimetría en tres dimensiones (3D). Estos estudios proporcionarán más información sobre la distribución de los depocentros de las cuencas. Como consecuencia, se mejorará el conocimiento sobre el estado evolutivo de las cuencas *pull-apart* y se precisarán los valores de hundimiento. Si, además, estos estudios se extienden a las cuencas de Coria, Zarza La Mayor, y Ponsul, se podrá, también, analizar la tectónica general de las fallas que limitan las cuencas mencionadas y su relación con la FAP.
- Un estudio sedimentológico y mineralógico sistemático (con énfasis en los estudios de distribución de facies y direcciones de transporte) de los sedimentos asociados a la FAP y de cuencas cercanas que, puede ayudar a delimitar la extensión de las unidades de edad Eocena-Oligocena en el área. De este modo, se podrá analizar qué estructuras tectónicas han sido activas antes de los grandes reajustes del Mioceno y cuál ha sido el papel de la FAP en esta fase tectónica. Este estudio, además, ayudará a precisar las correlaciones de las unidades estratigráficas sintectónicas con la formación de las cuencas *pull-apart* y relacionarlas con la actividad miocena de fallas circundantes. Las relaciones estratigráficas entre los sedimentos mencionados y los de la cuenca del Guadiana, son igualmente importantes, por la cercanía del límite NW de ésta última a la FAP (justo al sur del área de este estudio).
- La datación más precisa de los depósitos y morfologías terciarias se puede mejorar, también, mediante un análisis sistemático de las superficies de erosión y los mantos de alteración en los alrededores de la FAP, para entender porqué la superficie general de la topografía tiene distintas edades en distintos tramos de la FAP.
- Integración de los estudios tectónicos de la FAP. La ampliación del estudio aquí realizado, a zonas de la FAP no estudiadas (la zona del sector que cruza el Sistema Central, donde se han detectado posibles cuencas *pull-apart*), y la

comparación con estudios realizados en Portugal, contribuirán al conocimiento del comportamiento de la falla en segmentos.

2) El análisis de actividad reciente de la FAP se puede completar con los siguientes estudios:

- La adquisición y revisión de fotografía aérea a escala 1:10.000 o de más detalle y, la generación de mapas o perfiles topográficos de detalle, tanto regionales (mediante fotogrametría o vuelos aéreos tipo TOPSAR) como locales (mediante el uso de técnicas rápidas, como GPS a tiempo real *-Real Time Kinematics-*). El uso de estas técnicas servirá para analizar los elementos geomorfológicos potencialmente deformados por la FAP (como los escarpes en la zona de la cuenca del Moro y del Cortijo de Tejarejo y los abanicos aluviales de la Sierra del Puerto de los Castaños), que representan valores de desplazamiento muy bajos para ser detectados con las herramientas disponibles en este estudio.
- La realización de estudios de paleosismicidad mediante la ejecución de trincheras exploratorias atravesando la FAP, para analizar los movimientos más recientes. La baja tasa de deslizamiento de la FAP se traduce a un intervalo de recurrencia de la rotura superficial de 90.000 a 166.000 años para un modelo de segmentación mínima y una tasa de deslizamiento mínima. Teniendo esto en cuenta, los elementos del paisaje que, con mayor probabilidad, presentan evidencia de deformación son de edad Pleistoceno Medio o Inferior. Por lo tanto, los elementos geológicos y morfológicos de esta edad, deberían ser seleccionados como candidatos más favorables. Desde el punto de vista de la cinemática de la falla, las zonas de la FAP con una componente grande de desplazamiento vertical son las que producen escapes de falla más evidentes, y por tanto, son zonas también favorables para realizar estudios de paleosismicidad. Sin embargo, no se tiene seguridad de que estas zonas (cuencas *pull-apart*) sean activas en el presente. En zonas de la falla con componente del desplazamiento esencialmente horizontal se deben seleccionar localidades donde se sospeche de elementos geomorfológicos desplazados, como por ejemplo, el posible *shutter ridge* cercano a la cuenca del Moro. En cualquier caso, es necesario analizar la región cercana a la localidad seleccionada para datar los elementos del paisaje, antes de realizar las excavaciones.
- Para mejorar la datación de los sedimentos cuaternarios relacionados con la FAP (depósitos aluviales de los ríos Tajo, Guadiana y sus afluentes y depósitos coluvionales) se propone realizar un estudio geomorfológico-geológico integrado con: i) levantamiento de perfiles topográficos de detalle o medidas precisas de altitud para analizar la posición de cada elemento en el paisaje con respecto al nivel de incisión de los ríos (altitud relativa de terrazas y abanicos aluviales); ii) estudios de desarrollo de suelos (evaluación de la edad relativa de terrazas); y iii) dataciones absolutas ( $\text{Be}^{10}$ , Termoluminiscencia, Luminiscencia óptica y paleomagnetismo). En la zona del Macizo Hespérico, por la escasez de materiales cuaternarios, los estudios de datación tendrán que englobar grandes áreas, incluso en estudios de zonas pequeñas.

- 3) El estudio de peligrosidad sísmica realizado en esta tesis pone de manifiesto, sobre todo, la necesidad de efectuar los estudios de peligrosidad sísmica en el interior de la Península Ibérica, de manera multidisciplinar. Además de los análisis presentados en este trabajo, se propone:
- La incorporación de análisis de sensibilidad detallados de la geometría de las fuentes área (diseñar más modelos de fuentes posibles) y las leyes de atenuación para precisar la representatividad estadística de las curvas de peligrosidad obtenidas.
  - La creación de un catálogo de fallas activas o posiblemente activas en la zona de baja sismicidad de la Península Ibérica. El catálogo debe incorporar datos de geología de terremotos y paleosismicidad, con lo que se deben realizar estudios nuevos enfocados a definir la actividad reciente de estas estructuras, así como, reinterpretar datos geológicos existentes originalmente obtenidos con otros objetivos. Este tipo de estudios debería involucrar instituciones mediante programas multidisciplinarios de investigación.
  - Estudios complementarios geodésicos (por ejemplo los de GPS), de tensiones in situ y estudios sísmicos, son imprescindibles para entender las tasas de deformación, así como, la relación entre almacenamiento de esfuerzos y la liberación de la energía en la zona del Macizo Hespérico. Con estos estudios se puede evaluar la idoneidad de los valores de deformación obtenidos de los estudios de fallas.



## 7.0. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Adams, J., Wetmiller, R.J., Hasegawa, H.S., y Drysdale, J.A. (1991): The first surface faulting from a historical intraplate earthquake in North America. *Nature*, 352(6336): 617-619.
- Aguirre, E. (1989a): El límite inferior del Pleistoceno. En: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, Memoria*. ITGE, Madrid: 87-94.
- Aguirre, E. (1989b): Vertebrados del Pleistoceno continental. En: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, Memoria*. ITGE, Madrid: 47-70.
- Aguirre, E., Díaz Molina M. y Pérez González, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 5: 7-29.
- Aki, K. (1979): Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11): 6140-6148.
- Aki, K. (1984): Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research*, B89(7): 5867-5872.
- Alfárez Delgado, F. (1977): Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W. de Toledo. *Estudios Geológicos*, 33: 223-250.
- Alonso Gavilán, G. (1981): *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 435p.
- Alonso Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Dabrio, C., Jiménez, E., López, N., Olive, A., Olmo Zamora, P., Paz, C. y Portero, J.M. (1983): La depresión del Duero. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, 2. IGME: 487-489.
- Alonso J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C., y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En *Tertiary Basins of Spain*. (Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio, Eds). Cambridge University Press: 214-227.
- Allen, C.R. (1968): The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. In *Proceedings of Conference on Geological Problems of San Andreas Fault System, Vol. 11* (W.R. Dickinson and A. Grantz, eds), pp. 70-82, Stanford University Publications, Stanford, California, USA.
- Alvaro, M. V. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos (Madrid)*, 31(3-4): 241-247.
- Alvaro, M., y Capote, R. (1973): Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). *Estudios Geológicos (Madrid)*, 29(5): 467-478.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geologica Hispanica*, 14: 172-177.
- Ambraseys, N.N., Simpson, K.A. y Bommer, J.J. (1996): Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25: 371-400.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerá, J. y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. En *Strike slip deformation, basin formation and sedimentation*. (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, eds). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publ.* 37: 303-318.
- Anderson, E.M. (1905): The dynamics of faulting. *Edinburgh Geological Society Transactions* 8: 387-402.
- Anderson, E.M. (1951): *The Dynamics of Faulting*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 133 pp.
- Anderson, J.G., Wesnousky, S.G. y Stirling, M.W. (1996): Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 6(3): 683-690.

- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Buletin Societe Geologique. France*, 7(19): 1309-1318.
- Antón Pacheco, C. (1989): Cartografía digital de rocas en el área de Albuquerque-La Codosera, Extremadura, utilizando imágenes Landsat Thematic-Mapper. *III Reunión Científica del Grupo de Trabajo en Teledetección*, Madrid. AET. ITGE. Pp. 157-168.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. y Stein, S. (1989): Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 94(5): 5585-5602.
- Arthaud, F. y Matte, Ph (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometyrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Atkinson, G.M., y Boore, D.M. (1995): New Ground-Motion Relations for Eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(1): 17-30.
- Atkinson, G.M., y Boore, D. M. (1997): Some comparisons between recent ground-motion relations. *Seismological Research Letters*, 68(1): 24-40.
- Aydin, A., y Nur, A. (1982): Evolution of pull-aparts basins and in their scale independence. *Tectonics*, 1(1): 91-105.
- Aydin, A., y Nur, A. (1985): The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. (K. Biddle y N. Chrstie-Blick eds.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publ.* 37: 35-44.
- Azevedo, T.M. (1993): La raña de Morco Furado (Península de Setúbal, al sur de Lisboa). En: *La raña en España y Portugal*. (A. Pinilla ed.) CSIC. Monografías 2: 51-67
- Baena, J., Bardaji, T., Goy, J.L., Silva, P.G., Somoza, L., y Zazo, C. (1991): An attempt of fault activity data file and map modellization. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.*, 16: 48-54.
- Banda, E., y Torné, M. (1995): Iberian Atlantic margins group investigates deep structure of ocean margins. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 76: 25-29.
- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K. (1989): Effects of restraining stepovers on earthquake rupture. (Schwartz, D.P., y Sibson, R.H. eds), *Proceedings of Conference XLV; a workshop on Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination, Open-File Report - U. S. Geological Survey, OF 89-0315*, p. 67-79.
- Bascones Alvira, L., y Martín Herrero, D. (1987a): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 622, "Torrejuncillo"*. IGME. Memoria explicativa, p58.
- Bascones Alvira, L., Martín Herrero, D., (1987b): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 651, "Serradilla"*. IGME. Memoria explicativa, p56.
- Bascones Alvira L., Martín Herrero, D. y Corretge L.G. (1980): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 703 "Arroyo de la Luz"* IGME.
- Bascones Alvira L., Martín Herrero, D. y Corretge L.G. (1984); *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Hoja 649 "Garovillas"* IGME.
- Bascones Alvira, L., Martín Herrero, D., Corretge Castanon, L. G. (1987a): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja, 621, "Coria"*. IGME. Memoria explicativa p. 78.
- Bascones Alvira, L., Martín Herrero, D., y Ugidos Meana, J.M. (1987b): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 597, "Montehermoso"*. IGME. Memoria explicativa, p. 43.
- Bates, R.L y Jackson, J.A (1987): *Glossary of Geology* (3<sup>rd</sup> edition). Alexandra, Virginia, American Geological Institute, 788p.
- Beavan, J. y Haines, J. (2001): Contemporary horizontal velocity and strain rate fields of the Pacific-Australian plate boundary zone through New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B1): 741-770.
- Begg, J.G., Villamor, P., Zachariasen, J., y Litchfield, N. (2001): Paleoseismic assessment of the active Masterton and Carterton faults, Wairarapa, New Zealand. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Client report 2001/70*.

- Ben-Avraham, Z., y Zoback, M.D. (1992): Transform-normal extension and asymmetric basins; an alternative to pull-apart models. *Geology* 20(5): 423-426.
- Bender B., y Perkins, D.M. (1987): Seisrisk III. A computer program for seismic hazard estimation. *USGS Bulletin* 1772, 48p.
- Benito, M.B. (1993): *Estimación de parámetros sísmicos y espectros específicos de respuesta característicos del movimiento del suelo en emplazamientos de la Península Ibérica. Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- Bergamín, J.F., Tejero, R. y Pinto, V. (1995): Modelización gravimétrica en 2 1/2D y 3D en la zona nororiental de la cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geología de. España* 8(3): 251-260.
- Berryman, K.R. (2000): Alpine Fault rupture and landscape evolution in Westland. Proceedings of 9th Australia New Zealand Geomorphology Group (ANZGG), Wanaka, Nueva Zelanda, 2000: 4.
- Berryman, K. (2001): Earthquake Geology and Paleoseismology: The record of large earthquakes in stratigraphy and landscape. En: *El riesgo sísmico; Prevención y seguro*. (Ramón Capote del Villar y José J. Martínez Díaz, eds). Consorcio de Compensación de Seguros., p 69-87.
- Berryman, K., Stirling M., Webb T., Beavan J. y Darby D. (2002): Kinematics and strain at the Australia-Pacific plate boundary, South Island, New Zealand: integration of seismicity, earthquake geology, geodesy and plate motions. *Proceedings EGS XXVII General Assembly, Nice, France, April 2002. Geophysical Research Abstracts*, 4:EGS02-A-06874.
- Blanco, J.A., Corrochano, A., Montingy, R. y Thuizat, R. (1982): Sur l'âge du début de la sédimentation dans la bassins tertiaire du Duero (L'Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C.R. Acad.Sc. Paris, Trans.* 295: 259-262.
- Bonilla, M.G., Mark, R.K. y Lienkaemper, J.J. (1984): Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length and surface fault displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(6): 2379-2411.
- Bonte, P., Labeyrie, Laurent D., Dudley, W.C., Blanc, P.L., Berthois, L., Hekinian, R., y Duplessy, J. C. (1982): Morphology and tectonics of the Romanche transform fault; high-resolution mapping and precision sampling of the northern slope. *Oceanologica Acta*, 5(2): 235-240.
- Bosque Sendra, J. (1992): *Sistemas de Información Geográfica*. Editorial Rialp, Madrid, pp. 451.
- Bousquet, J.C. (1979): Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics* 52: 277-286.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(2): 109-117.
- Bowman, J.R. (1988): Constraints on location of large intraplate earthquakes in the northern territory, Australia from observations at the Warramunga seismic array. *Geophysical Research Letters*, 15(13): 1475-1478.
- Bowman, J.R., Gibson, G., y Jones, T. (1990): Aftershocks of the 1988 January 22 Tennant Creek, Australia intraplate earthquakes; evidence for a complex thrust-fault geometry. *Geoph. J. Int.*, 100(1): 87-97.
- ten Brink, Uri S., Ben-Avraham, Zvi. (1989): The anatomy of a pull-apart basin; seismic reflection observations of the Dead Sea basin. *Tectonics*, 8(2): 333-350.
- Buform, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Buform, E., Sanz de Galdeano, C y Udías, A. (1995): Seismotectonics of the Iberio-Maghrebian region. *Tectonophysics* 248: 247-261.
- Burchfiel, B.C., y Stewart, J.H. (1966): "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 77: 439-442.

- Burchfiel, B. C., Zhang, P., Wang Y., Zhang W., Song F., Deng Q., Molnar, P., Royden, L. (1991): Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-Hui Autonomous Region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 10(6): 1091-1110.
- Caballero, J.M., Casquet, C., González Casado, J.M., Snelling, N. y Tornos, F. (1992): Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt, Spain. *Geogaceta*, 11: 18-22.
- Cabral, J. (1989): An example of intraplate neotectonic activity, Vilariça basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, 8(2): 285-303.
- Cabral, J. (1995): Neotectónica em Portugal Continental. *Memor. do Int. Geol. e Min.* 31: 263.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Diaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suarez, E., Martínez, J., Miossent, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Pein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6(3-4): 29-39.
- Campos Egea, R. (1998): *Estudio geológico y gravimétrico de los granitoides de la antiforra de Cáceres: aplicación a la exploración de yacimientos minerales*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 169 p.
- Canas Torre, J.A. y Vidal Sánchez, F. (2001): La Nueva Red Sísmica Nacional. En el Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro. (Ramón Capote del Villar y José J. Martínez Díaz, eds): 147-162. Universidad Complutense. Consorcio Compensación de Seguros.
- Capote, R., Díaz, M., Gavaldón, V., Gómez, J.J., Sánchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopena, A. y Yébenes, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológicos Mineros*, 5: 290 pp.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (SCE). *Geogaceta*, 7: 20-22.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002 en prensa): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: Gibbons, W. & Moreno, T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, London. (en prensa): 367-400.
- Capote, R., Villamor, P., Tsige, M. (1996): Tectónica alpina de la falla de Alentejo-Plasencia Fault, Macizo Hespérico. *Geogaceta* 7 (4): 917-920.
- Capote, R. y Villamor, P. (1999): La falla de Alentejo-Plasencia, un desgarre cortical de la colisión Alpina. En: *Libro Homenaje a J. Ramirez del Pozo*. Asoc. Geol. Geofis. Petrol. España. Pp. 151-158.
- Carrasco, R.M. y De Pedraza, J. (1991): Historia morfodinámica de la Falla de Plasencia en el Valle del Jerte. *Actas de Gredos 1991. Bol. Univ. UNED Avila*, 11: 17-29.
- Carrasco, R.M., De Pedraza, J. y Rubio, J.C. (1991): Actividad neotectónica cuaternaria en el Valle del Jerte. *Cuaternario y Geomorfología*, 5: 15-25.
- Carvalho, C. y De Barros E. (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Serv. Geol. Portugal Mem.* 11: 1-132.
- Cashman, S.M., Kelsey, H.M., Erdman, C.F., Cutten, H.N.C. y Berryman, K.R. (1992): Strain partitioning between structural domains in the forearc of the Hikurangi Subduction Zone, New Zealand. *Tectonics* 11(2): 242-257.
- Castro, A. (1986): Structures in the Central Extremadura batholith. *Journal of Structural Geology*, 8(6): 633-64.
- Colmenero, J.R., Manson, M., García Ramos, J.C. y Vargas, T. (1982): Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde N de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-Mineros, IGME*, 6(1): 185-196.
- Coney, Peter J. (1980): Cordilleran metamorphic core complexes. *Memoir Geological Society of America*, 153: 3-6.
- Correia Perdigo, J. (1976): *Carta Geológica de Portugal, Escala 1:50.000. Folha 29-C "Marvão"*. Serv. Géol. Portugal, 1-18.



- Corretgé, L.G., Bea F. y Suárez O. (1985): Las características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): implicaciones petrogenéticas. *Trab. Geol. Uni. Oviedo*, 15: 219-238.
- Cornell, C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of Seismological Society of America*, 58(5): 1533-1606.
- Corrochano, A. (1977): *Estratigrafía y sedimentación del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis doctoral Salamanca Univ, 336 pp.
- Cowan, H.A. (1990): Late Quaternary displacements on the Hope Fault at Glynn Wye, North Canterbury. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 33(2): 285-293.
- Cowan, H.A. y McGlone, M.S. (1991): Late Holocene displacements and characteristic earthquakes on the Hope River segment of the Hope Fault, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 21(4): 373-384.
- Cox, R.T., Van Arsdale, R.B., Harris, J.B., Forman, S.L., Beard, W. y Galluzzi, J. (2000): Quaternary faulting in the southern Mississippi Embayment and implications for tectonics and seismicity in an intraplate setting. *Geological Society of America Bulletin*, 112(11): 1724-1735.
- Crone, A.J. y Luza, K.V. (1990): Style and timing of Holocene surface faulting on the Meers Fault, southwestern Oklahoma. *Geological Society of America Bulletin*, 102(1): 1-17.
- Crone, A. J. y Machette, M. N. (1995): Holocene movement on the Cheraw Fault, SE Colorado; another hazardous late Quaternary fault in stable continental interior. *Eos*, 76(46): 362.
- Crone, A.J., Machette, M.N. y Bowman, J.R. (1992): Geologic investigations of the 1988 Tennant Creek, Australia, earthquakes; implications for paleoseismicity in stable continental regions. *U. S. Geological Survey Bulletin*, B 2032-A: A1-A51.
- Crowell, J.C. (1974): Origin of late Cenozoic basins in southern California. In, Dickinson, W.R. (ed). Tectonics and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 22: 190-204.
- CSN, (1999): *Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica*. Ed.: Consejo de Seguridad Nuclear, España. Colección Otros Documentos: 10. 1998, 239 pp.
- CSN, (2000): *Proyecto Daños: Caracterización sísmica de emplazamientos de la Península Ibérica y evaluación del daño potencial en estructuras*. Ed. Consejo de Seguridad Nuclear, España. Colección Otros Documentos 19, 240 pp.
- Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (eds). (1990): *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Meeting: Pre-Mesozoic geology of Iberia, Oviedo, Spain, Sept. 1986. 416 pp.
- Datación (1999): *Proyecto Datación*. CSN-ENRESA-UB. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid. 159 pp.
- Dávila, J.M., Ben Sari, D., Elósegui, P., Gárate, J., Mendes, V.B., Ouzar, D., Pagarete, J., Reilinger, R., Rius, A., Talaya, J., Bennett, R. y Davis, J.L. (2000): El proyecto AMIGO: Estudios GPS multidisciplinares en la región occidental de la frontera de placas Euroasiática y Africana. Situación actual. 2ª Asamblea Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, Lagos, 8-12 February.
- De Bruijne C.H y Andriessen, P.A.M. (2000): Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the Sierra de Guadarrama (central Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Phys. Chem. Earth (A)*, 25: 555-563.
- De Polo, C.M., Clark, D.G., Slemmons, D.B. y Aymand, W.H. (1989): Historical Basin and Range Province surface faulting and fault segmentation. In Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination (D.P. Schwartz y H.R. Sibson, eds.), *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.* 89-315: 131-162.
- De Polo, C.M., Clark, D.G., Slemmons, D.B. y Rameli, A.R. (1991): Historical Surface Faulting in the Basin and Range Province, western North America-implications for fault segmentation. *Journal of Structural Geology*, 13: 123-136.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis Poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, p. 137.

- De Vicente, G., González-Casado, J.M., Calvo, J.P., Muñoz-Martin, A., Giner, J., y Rodríguez-Pascua, M.A. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuaderno Lab. Xeol. de Laxe*, 19: 175-190.
- De Vicente, G., González-Casado, J.M., Muñoz-Martin, A., Giner, J., y Rodríguez-Pascua, M.A. (1996): Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin. En *Tertiary basins of Spain*. (Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio, eds.) Cambridge University Press. Pp 263-267.
- De Vicente, G., González-Casado J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Babín, R., Rivas, A., Hernández-Enrile, J.L., Giner, J., Sánchez-Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *III Congreso Geológico de España. Actas, I*: 284-288.
- Del Valle Lersundi, (1959): Breve nota sobre la existencia de una importante falla en el SW de nuestra Península. *Not. Com. Inst. Geol. y Min.*, 82 (3-4): 346-350.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, R. (1990): Current plate motions. *Geophys. Jour. Int.* 101: 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, R. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett*, 21: 2191-2194.
- Dias, R.P. y Cabral, J. (1989): Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75: 3-28.
- Dias, R.P. y Cabral, J. (1991): Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul River fault (Central Portugal). *Pub. IGN Ser. Mon.*, 8: 269-282.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990): Structure of the central Iberian Zone. En: *Pre-mesozoic Geology of Iberia*, Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (eds). Springer Berlin, pp. 172-188
- Dooley, T. y McClay, K. (1997): Analog Modeling of Pull-Apart Basins. *AAPG Bulletin*, 81(11): 1804-1826.
- Dooley, T., Mclay, K. y Bonora, M. (1999): 4D Evolution of segmented strike-slip fault systems: applications to NW Europe. In: Fleet, A.J. and Boldy, S.A.R. (eds). *Petroleum Geology of Northwest Europe*, Proceedings of the 5<sup>th</sup> Conference, Petroleum Geology, Geological Society of London: 215-225.
- Dunn, A. M., Reynolds, P. H., Clarke, D. B., y Ugidos, J. M. (1998): A comparison of the age and composition of the Shelburne Dyke, Nova Scotia and the Messejana Dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(10): 1110-1115.
- Elósegui, P., Ben Sari, D., Dávila, J.M., Gárate, J., Mendes, V.B., Ouzar, D., Pagarete, J., Reilinger, R., Rius, A., Talaya, J., Bennett, R. y Davis J.L. (1999). AMIGO GPS measurements to investigate geodynamic processes along the western section of the Africa-Eurasia plate boundary zone. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 80(46): F1066.
- EPRI-SOG (1988). Seismic Hazard Methodology for Central and Eastern U.S. NP-4726-A.
- EPRI (1989): Probabilistic Seismic Hazard Evaluations at Nuclear Power Plant Sites in the Central and Eastern United States: Resolution of the Charleston Earthquake Issue, NP-6395-D, April, 1989.
- EPRI (1993). Guidelines for determining design basis ground motions, early site permit permit demonstration, vol 1 RP3302, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California.
- Eyal, Y., Eyal, M., Bartov, Y., Steinitz, G., y Folkman, Y. (1986): The Origin of the Bir Zreir rhomb-shaped graben, Eastern Sinai. *Tectonics* 5(2): 267-277.
- Fernández Macarro, B. y Blanco Sánchez, J.A. (1990): Evolución Morfológica de la Depresión de Talavan-Torrejón El Rubio, Cáceres. En *I Reunión Nacional de Geomorfología, Teruel*, pp. 753-762.
- Fernández Macarro, B. y Blanco Sánchez, J.A. (1991). La depresión de Talaván-El Rubio (Cáceres, España). En: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo y cuencas terciarias*. Monografía nº 6. Instituto y Geominero de España & Sociedad Española de Geomorfología, pp. 263-286.

- Fonseca, J.F.B.D. y Long, R.E. (1991): Seismotectonics of SW Iberia: A distributed plate margin? *Mon. IGN.*, 8: 227-240.
- Fonseca, J., Bossi, V., Vilanova, S. y Meghraoui, M. (2000): Investigations unveil Holocene thrusting for onshore Portugal. *EOS* 81: 412-413.
- Freund, R. (1971): The Hope Fault, a strike slip fault in New Zealand. *N.Z. Geol. Surv., Bull.*, 86, 49 pp.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R. y Mercier, E. (2000): The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19 (4):740-761.
- Gallardo, J., Pérez González, A. y Benayas, J. (1987): Palesuelos de los piedemonte villafranqueses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*. T. XCVIII-I, pp. 27-39.
- García Abad, F. y Martín Serrano, A. (1980): Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Est. Geol.*, 36: 391-401.
- García de Figuerola, L.C. (1963): El dique diabásico del norte de Extremadura. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 69: 43-78.
- García de Figuerola, L.C. (1965): La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 77.
- García de Figuerola, L.C. y Carnicero, A. (1973): El extremo noreste del gran dique del Alentejo-Plasencia. *Studia Geologica*, 6: 73-84.
- García de Figuerola, L.C., Corretge, L.G. y Bea, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (estudio comparativo). *Bol. Geol. Min.*, 85: 308-337.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcopping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.
- Garzón Heydt, M.G. y López Martínez, N. (1978): Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila): Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central. *Est. Geol.*, 34: 571-575.
- Gebauer, D., Williams, I. S., Compston, W. y Gruenenfelder, M. (1989): The development of the central European continental crust since the early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics*: 157(1-3): 81-96.
- Gimenez, J., Surinach, E., Fleta, J. y Goula, X. (1996): Recent vertical movements from high-precision leveling data in Northeast Spain. *Tectonophysics*, 263 (1-4): 149-161.
- Gimenez, J., Surinach, E., Goula, X. (2000): Quantification of vertical movements in the eastern Betics (Spain) by comparing levelling data. *Tectonophysics*, 317 (3-4): 237-258.
- Giner, J.L. (1996): *Análisis Neotectónico y Sismotectónico en el Sector Centro-Oriental de la Cuenca del Tajo*, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 345 pp.
- Giner, J.J., Molina, S. y Jauregui, P. (2002): Advantages of using sensitivity analysis in seismic hazard assessment :a case study of sites in Southern and Eastern Spain. *Bull. Seis. Soc. America*. 92(2): 543-554.
- GM-SYS v. 6.1 (1992): *Paquete informático de tratamiento de datos gravimétricos*. Northwest Geophysical Associates, Inc, Corvallis, USA. 62p.
- Goguel, J. (1954): Universal Table for the Prediction of the Lunar-Solar Correction in Gravimetry (Tidal Gravity Correction), *Geophys. Prospect*, 2, suppl. March.
- Gómez Amelia, D. (1985): *La Penillanura Cacerense: Estudio Geomorfológico*. ed. Departamento de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Extremadura, 397 pp.
- Gómez Ortiz, D. (2001): *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 350 pp.
- Gonçalves, F. y Torre de Assunção, C. (1970): Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 Noticia explicativa da floha 37-A, Elvas. Serviços Geológicos de Portugal, 50 p.
- Gonçalves, F., Torre de Assunção, C. y Pinto Coelho, A.V. (1972): Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 Noticia explicativa da floha 33-C, Campomaior. Serviços Geológicos de Portugal, 41 p.

- González Vallejo, L. (1994): Seismotectonic hazard for engineering projects in moderate seismicity regions. *7<sup>th</sup> International IAEG Congrès International de AIGI*. Balkema, Rotterdam: xix-xxxvii.
- González Vallejo, L., Skipp B.O. y Whittle, R.A. (1978): Engineering Geology and seismological criteria for nuclear power plant site selection and classification. *III Congreso de la IAEG*, Madrid, 1978.
- González Vallejo, L., Capote del Villar, R., Villamor Pérez, P., Rodríguez Franco, J.A. y Tsige, M. (1997): Metodología de Evaluación de Riesgo Sísmico en segmentos de falla. *ENRESA Pub Tec* n. 02/97 p.205.
- González Flores, M. (1996): *Estudio estructural del sector norte de la falla de Plasencia-Alentejo (Provincia de Avila y Cáceres)*. Trabajo de Investigación del curso de Doctorado de Geología Estructural. Universitat Autònoma de Barcelona, 71 pp.
- Gracia Prieto, F.J., Moreno, F. y Nozal, F. (1991): Neotectonics and associated seismicity in northwestern Duero Basin. *Pub. IGN Mon.*, 8: 255-267.
- Grant, F. S. y West, G. F. (1965): *Interpretation theory in applied geophysics*. McGraw-Hill, New York, 583 pp.
- Grimison, N.L. y Chen, W. (1986): The Azores-Gibraltar Plate Boundary: Focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonics implications. *Journal of Geophysical Research*, 91(B2): 2029-2047.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Pub.*, 37: 159-175.
- Gupta, H.K. (1993): The deadly Latur earthquake. *Science*, 262(5140): 1666-1667.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1944): Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seis. Soc. America*, 34: 185-188.
- Hammer, S. (1939): Terrain Corrections for Gravimeter Stations. *Geophysics*, 4: 184-194.
- Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979): A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84: 2348-2350.
- Harding, T.P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(4): 582-600.
- Hayward, N., Watts, A.B., Westbrook, G.K. y Collier, J.S. (1999): A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Gorringe bank region, eastern North Atlantic. *Geophys. J. Int.*, 138: 831-850.
- Hempton, M.R. y Neher, K. (1986): Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an échelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *Journal of Structural Geology*, 8(6): 597-605.
- Hernández-Pacheco, F. (1960): El terciario continental de Extremadura. *Bol.R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58: 241-275.
- Hernández-Pacheco, F. y Crusafont Pairo, M. (1960): Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58: 275-283.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., y Sanchez Cabañero, J.G. (1996): Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (southern Spain); constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin. *Tectonophysics*, 266(1-4): 425-442.
- Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19(4):762-786.
- Hill, M.L. (1981): San Andreas fault: History of concepts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92: 112-131.
- Hu, J., Yu, S., Angelier, J. y Chu, H. (2001): Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B2): 2265-2280.
- IAEA (1977): Safety Guide on Earthquakes and Associated Topics for Nuclear Power Plant Siting. June 1977.



- IGN (1975): Red de bases gravimétricas de España. Madrid, 91 pp.
- IGN (1991): Mapas de peligrosidad sísmica en España. M.O.P.T. Secretaría de Estado para Políticas de Aguas y Medio Ambiente.
- IGN (1992): Atlas nacional de España, Sección II. Grupo 8: Geofísica. *IGN*.
- ITGE (1995): Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias: Escala 1:000.000. *ITGE*, Madrid.
- ITGE (in prep, a) *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja, 529, "Santamaría del Berrocal"*. *ITGE*, Madrid
- ITGE (in prep, b) *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja, 530, "Vadillo de la Sierra"*. *ITGE*, Madrid
- ITGE (in prep, c) *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja, 728 "Puebla de Obando"*. *ITGE*, Madrid
- ITGE (in prep, d) *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja, 750 "Botoa"*. *ITGE*, Madrid
- Jiménez, E. (1970): *Estratigrafía y Paleontología del borde sur de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 323 pp.
- Jiménez, E. (1972): El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero I: Los escarpes del Tormes. *Studia Geológica*, 3: 67-100.
- Jiménez, E. (1977): Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 87: 357-364.
- Jiménez Fuentes, E. y Cruz Reyes, J.L. (1976): Los sistemas de fracturas del Valle del Jerte (Cáceres). Consideraciones sobre su evolución durante el Cenozoico. *Bol. Geol. Min.*, 87-88: 255-265.
- Jiménez, E., Corrochano, A. y Alonso Gavilán, G. (1983): El Paleógeno de la Cuenca del Duero. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, 2. IGME: 489-494.
- Jiménez, M.J., García-Fernández, M., Chadi, M., El Foul, D., Izquierdo, A., Martínez Solares, J.M., Sousa-Oliveira, C., y Talidi, B. A. (1999): Seismic Hazard Assessment in the Ibero-Maghreb Region. (En) The Global Seismic Hazard Assessment Program, Giardini, D. (ed.). *Annali di Geofisica*, 42(6): 1057-1065.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., y Conde, L. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares escala 1:1.000.000*. Memoria explicativa. IGME, Madrid. 113 pp.
- Kanamori, H., y Anderson, D. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seis. Soc. America*, 65(5): 1073-1095.
- Keller, E.A. (1986): Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. En: (Wallace, R, chairperson) *Studies in Geophysics: Active Tectonics*. National Academy Press, Washington: 136-147.
- Kerr, Richard A. (1985): Unexpected young fault found in Oklahoma. *Science*, 227(4691): 1187-1188.
- Kingma, J.T. (1958): Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the eastern geosyncline, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 1(2): 269-274.
- Kiratzi, A. y Papazachos, C.B. (1995): Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics*, 243: 1-24.
- Knuepfer, P.L.K. (1989): Implications of the characteristics of end-points of historical surface fault ruptures for the nature of fault segmentation. (En) Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination (D.P. Schwartz, D.P. and R.H. Sibson, eds.), *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.* 89-315, pp. 193-228.
- Langridge, R.M., Stenner, H.D., Fumal, T.E., Christofferson, S.A., Rockwell, T.K., Hartleb, R.D., Bachhuber, J. y Barka, A.A. (2002): Geometry, slip distribution and kinematics of surface rupture on the Sakarya fault segment during the 17 August 1999 Izmit, Turkey, earthquake. *Bull Seis. Soc America*, 92(1): 107-125.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. y Sibuet, J.C. (1971): Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. *Technip. Paris*, VI.11: 1-44.

- Lepvrier, C. y Martínez-García, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, Spain). *Tectonophysics*, 184: 345-356.
- Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C.E., Barka, A., Page, W.D. y Kaya, A. (2002): Influence of releasing step-overs on surface fault rupture and fault segmentation: examples from the 17 August 1999 Izmit earthquake on the Anatolian Fault, Turkey. *Bull. Seis. Soc. America*, 92(1): 19-42.
- Litehiser J.J. y Marrone, J.E. (1991): *Seismic Hazard in the Area of Northeast Spain*. Publicación I.G.N., *Serie monográfica* 8: 325-348.
- LLNL (Lawrence Livermore National Laboratory). (1997): Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: guidance on uncertainty and use of experts. Report prepared for U.S. Nuclear Regulatory Commission, *U.S. Department of Energy & Electric Power Research Institute. NUREG/CR-6372*, 255 pp.
- Lomnitz, C. (1974): Global Tectonics and Earthquake Risk. *Developments in Geophysics* 5. Elsevier. Nueva York. 320 pp.
- Lopez Arroyo, A (1977): Sismicidad, peligrosidad y riesgo sísmico. *Instituto Geográfico Nacional*. 18 pp.
- López-Martínez, N., Fernández Marron, M.T., Pelaez Campomanes, P. y Peña Zarzuelo, A. (1993): Estudio paleontológico de la Cuenca de Puentes de García Rodríguez (Provincia de La Coruña). *Rev Soc. Geol. España*, 6(3/4): 19-28.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. (traducción española en *Public. Geol. España*, 5: 149-166).
- Lowrie, W. (1997): Gravity and the figure of the earth. En: *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press. pp. 29-81.
- McClay, K. y Dooley, T. (1995): Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, 23(8): 711-714.
- Machette, M.N., Crone, A.J., y Bowman, J.R. (1993): Geologic investigations of the 1986 Marryat Creek, Australia, earthquake; implications for paleoseismicity in stable continental regions. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 2032-B, 1-28.
- Madeira, J. y Ribeiro, A. (1990): Geodynamic models of the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184: 405-415.
- Maestro, A., Somoza, L., Díaz de Río, V., Vázquez, J.T., Martín-Alfageme, S., Alverinho, J.M., Barnolas, A. y Vegas, R. (1998): Neotectónica transpresiva en la plataforma continental Suribérica Atlántica. *Geogaceta*, 24: 203-206.
- Mallard, D.J., Higginbottom, I.E., Muir Wood, R. y Skipp, B.O. (1991): Recent Developments in the Methodology of Seismic Hazard Assessment. Institution of Civil Engineers Conference: "Civil Engineering in the Nuclear Industry". 20-22 Marzo 1991. Windermere, Reino Unido.
- Malod, J.A. y Mauffret, A. (1990): Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184 (3-4): 261-278.
- Manera Bassa, A. (1981). Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira; Determination of the four phases of deformation in the southwestern extremity of Sierra de Altomira. *Estudios Geológicos* 37 (3-4): 233-243.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. y Burke, K. (1983): Development of pull-apart basins. *Jour. Geol.*, 91: 529-554.
- Martín A.J., Carreño, E. y Izquierdo, A. (1996): Análisis de la atenuación de aceleraciones de la serie de sismos de Adra de 1993 y 1994. *Avances en Geofísica y Geodesia*, I: 155-123.
- Martín, S. y De Vicente, G. (1995): Paleoesfuerzos alpinos en el borde suroccidental de la Cuenca de Madrid (Montes de Toledo). *Geogaceta*, 18: 11-14.
- Martín Martín, A. (1984): Riesgo Sísmico en la Península Ibérica. Tesis Doctoral Univ. Politécnica de Madrid.
- Martín Martín, A. (1989): Problemas relacionados con la evaluación de la peligrosidad sísmica en España. Universidad Complutense Madrid. *Física de la Tierra*, 1: 267-286.

- Martín Herrero D., Bascones Alvira, L. y Ugidos Meana, J.M. (1987a): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 623, "Malpartida de Plasencia". I.G.M.E. Memoria explicativa, 60 pp.
- Martín Herrero, D., Bascones Alvira, L., y Corretge Castañon, L. G., 1987b. Mapa Geológico de España. Escala 1:50 000, Hoja 650, "Cañaveral", I.G.M.E. Memoria explicativa 63 pp.
- Martín Herrero, D., Bascones Alvira L., y Corretge L.G. (1984): Mapa Geológico de España. Escala 1:50 000, Hoja 677 "Brozas", IGME.
- Martín Parra, L.M. (1987): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 128, "Riello"*. IGME.
- Martín-Serrano, A. (1988): Sobre la Posición de la raña en el contexto morfodinámico de la meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Boletín Geológico y Minero de España*. T. XCIX-XV, pp. 855-870.
- Martín-Serrano, A. (1989): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Ed.: Inst. De Estudios Zamoranos (CSIC): 311 pp.
- Martín-Serrano, A. (1991a): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 338-351.
- Martín-Serrano, A. (1991b): El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. En *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo y cuencas terciarias*. Monografía nº 6. Instituto y Geominero de España & Sociedad Española de Geomorfología. pp. 9-26.
- Martín-Serrano, A. (1994): El relieve del Mazizo Hespérico: Génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe, Coruña*, 19: 37-55.
- Martín-Serrano, A. y Molina, E. (1989): Montes de Toledo y Extremadura. En: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000*. ITGE, Madrid: 187-200.
- Martín-Serrano, A., Santisteban, J.I., Mediavilla, R. (1996): Tertiary of Central System basins. En *Tertiary basins of Spain*. eds. Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio. Cambridge University Press, pp 255-261.
- Martínez Díaz, J.J. (1998): Neotectónica y Tectónica Activa del sector centroccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España). Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 466 pp.
- Martínez Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, M., Martínez, F., Insúa, J.M., y Villamor, P. (en prep): Interpretación sismotectónica de las series sísmicas de Lugo de 1995-1997. Discusión del mecanismo de foco mediante la utilización de datos geológicos y de las modificaciones inducidas en los esfuerzos de coulomb estáticos.
- Martínez Lope, M.J., García González, M.T. y Molina, E. (1995): Relations between geomorphology and palaeoweathering on the hercynian basement in central Spain: A mineralogical and geochemical approach. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 127-136.
- Matte, P. (1983): Two geotransverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. (En) *Profiles of Orogenic Belts*. Rast y Delaney (eds.) Am. Geophys. Union, Geodyn. ser., 10: 53-81.
- Mauffret, A., Mougénot, D., Miles, P.R. y Malod, J.A. (1989): Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading centres in the Tagus abyssal plain (West of Portugal): results of a multichannel seismic survey. *Can J. Earth Sci.*, 26: 1101-1123.
- McCalpin, J. (ed.) (1996a): *Paleoseismology*. International Geophysics Series. 62. Academic Press, 588 pp.
- McCalpin, J. (1996b): Application of Paleoseismology Data to Seismic Hazard Assessments and Neotectonic Research. (En) *Paleoseismology*. McCalpin, J. (ed). International Geophysics Series, 62. Academic Press, pp. 439-494.
- McClay, K. y Dooley, T. (1995): Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, 23: 711-714.

- McLaughlin, R.J. y Nilsen, T.H. (1982): Neogene non-marine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San Andreas fault system, Sonoma County, California. *Sedimentology*, 29 (6): 865-876.
- McGill, S. y Sieh, K. (1993): Holocene slip rate of the central Garlock Fault in southeastern Searles Valley, California. *Journal of Geophysical Research*, B, 98(8): 14,217-14,231.
- McGuire, R.W. (1976): EQRISK: Fortran Computer program for seismic risk analysis. *USGS Open File Report* 76-67.
- McGuire, R.W. (1978): FRISK: Computer program for seismic risk analysis using faults as earthquake sources. *USGS Open File Report* 78-1007.
- McKenzie, D.P. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc*, 30: 109-185.
- Mediavilla, R. y Martín-Serrano, A. (1989): Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario. *XII Congr. Español de Sedimentol. Com*, 1: 215-218.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. En: *Fluvial sedimentology* (Miall, ed.). *Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 597-604.
- Miall, A.D. (1984): *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer Verlag. 490 pp.
- Molina, E. (1975): Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava. *Trab. Neog. Cuat.*, 3: 1-106.
- Molina, E., Blanco, J.A., Pellitero, E., Cantano, M. y Jorda, J. (1985): Esquema sobre la evolución del relieve del Mazizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Studia Geológica Salmaticensia*, XX: 115-126.
- Molina, E., Vicente, M.A., Cantano, M. y Martín-Serrano, A. (1989): Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico. *Studia Geológica Salmanticensia*, 5: 177-186.
- Molina, E., García Talegón, J. y Vicente, M.A. (1994): Las paleoalteraciones sobre el zócalo hercínico ibérico. Aproximación a una interpretación regional a partir de perfiles españoles. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe, Coruña*, 19: 261-271.
- Molina, E. y Armenteros, I. (1986): Los arrasamientos Plioceno y Plio-Pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geológica Salmanticensia*, XXII: 293-307.
- Montenat, C. y Ott d'Estevou, P., (1996): Late Neogene basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review. (En) Friend, P.F. y Dabrio, C. (eds.), *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press, pp. 372-387.
- Monteserín López, V. y Pérez Rojas, A. (1987): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 652, "Jaraicejo"*. I.G.M.E. Memoria explicativa, 46 pp.
- MOPT (1992): Análisis sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. *MOPT Pub Tec.* 26.
- MOPT (1993): *Norma de Construcción Sismorresistente NCS-93*. Parte general y edificación. (ed) MOPT & IGN, 121 pp.
- Morel, J.L. y Meghraoui, M. (1996): Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24(8): 755-758.
- Moreno Serrano, F. (1990): Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la llanura extremeña (Salamanca-Cáceres). *I Reunión de Geomorfología. Teruel*: 39-49.
- Muir Wood R. y Mallard, D.J (1992): When is a fault extinct? *J. Geol. Soc*, 149: 251-255.
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrennes crustal balanced cross-section. En *Thrust Tectonics* (ed. K.R. McClay) Chapman and Hall, London, pp 235-405.
- Muñoz-Martín, A. y De Vicente, G. (1996): Campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la cuenca del Tajo (España central). *Geogaceta*, 20(4): 913-916.
- Muñoz-Martín, A. y De Vicente, G. (1998): Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 11(1-2): 57-70.



- Naylor, M.A., Mandl, G. y Sijpesteijn, C.H.K. (1986): Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Jour. Struct. Geol.*, 8(7): 737-752.
- NCSE-94 (1995): Normativa Sismorresistente Española. Parte general y de edificación. *IGN Publi. Tec.*
- Norris, R. J. y Cooper, A.F. (2001): Late Quaternary slip rates and slip partitioning on the Alpine Fault, New. *Journal of Structural Geology*, 23 (2-3): 507-520.
- Nozal, F. y Gracia, F.J. (1990): El piedemonte de la Sierra del Brezo (Montes Palentinos). *La Reunión Nacional. de Geomorfología*. Teruel.
- Odriozola, J. M., Peon, A., Ugidos, J. M., Pedraza, J., Fernandez, P. (1981): *Mapa Geológico de España, escala 1:50 000, Hoja: 577, "Bohoyo"*. IGME, Memoria explicativa 34 pp.
- Oyarzun, R., Doblas, M., López-Ruiz J. y Cebriá J.M. (1997): Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology*, 25(8): 727-730.
- Parga Pondal, J.R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos del Laboratorio Xeológico de Laxe*. 37: 1-15.
- Penha, M.H. y Arribas, A. (1974): Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Min.*, 85: 271-273.
- Pérez González, A., Cabra P., y Ancochea, E. (1989): Depresión del Tajo. En: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, Memoria*. ITGE, Madrid, pp 175-186.
- Pérez-González, A., Cabra P., Martín-Serrano, A. (1989): *Mapa del Cuaternario de España. Escal 1:1.000.000*. ITGE (Instituto Tecnológico y Geominero de España), Madrid.
- Perez-González, A., Bascones, L., Martín Herrero, D. y Carballeira, J. (1983): Las cuencas terciarias de Extremadura; el Terciario continental de Extremadura. En Libro Jubilar J.M. Rios (Eds), *Geología de España*, pp 569-574.
- Pérez González, A. y Gallardo, J. (1987): La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2: 29-32.
- Philip, H. y Meghraoui, M. (1983): Structural analysis and interpretation of the El Asnam earthquake. *Tectonics*, 2: 17-49.
- Pimentel, N. L. (1997): A bacia terciária do Sado (SW Ibérico)- Síntese evolutiva e factores de controlo. (En) *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*. J. P. Calvo y J. Morales (Eds). CSIC, Madrid: pp 217-220.
- Pimentel, N. y Azevedo, T. (1989): Evolução Plio-Quaternaria da serra de Grândola. *Revis. Geoc. Do MNHN*: 17-19.
- Pimentel, N. y Azevedo, T. (1992): Sobre la evolução do relevo e sedimentação quaternária no Baixo-Alentejo (Alvalade-Panóias). *Gaia*, 4: 21-24.
- Pimentel, N. y Azevedo, T. (1993): Os depósitos de raña no Sudoeste Ibérico (Baixo Alentejo ocidental, Portugal). En: *La raña en España y Portugal*. (A. Pinilla, ed.) CSIC. Monografías 2: 59-70.
- Pimentel, N. y Azevedo, T. (1994): Etapas e controlo alpino da sedimentação na bacia do Sado (SW de Portugal). *Cuad. Lab. Xeol. De Laxe* 19: 229-238.
- Pinheiro, L.M., Whitmarsh, R.B. y Miles, P.R. (1992): The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia; II, crustal structure in the Tagus abyssal plain. *Geophys. J. Int.*, 109: 106-124.
- Pinto, P.E. (2000): Design for Low/Moderate Seismic Risk. 12WCEE. *Bull New Zealand Soc. Earthq. Engin.* 33(3): 303-324.
- Portero, J.M., Olmo, P., Ramirez, J. y Vargas, I. (1982): Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Mineral*. IGME, 6(1): 11-40.
- Quesada, C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 18 (3-4): 225-245.
- Quesada García, A. (1960): Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica. *Notas y Comunicaciones de Instituto Geol. y Min. de España*, 58: 163-182.
- Ramsay, J.G. y Lisle, R. (2000): The techniques of modern structural geology. Vol.3; Applications of continuum mechanics in structural geology. London Academic Press: 360 pp.

- Rahe, B., Ferrill, D.A., y Morris, A.P., (1998): Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285(1-2): 21-40.
- Rajendran, K., Rajendran, C.P., Thakkar, M. y Tuttle, M. (2001): The 2001 Kutch (Bhuj) earthquake: Cosismic surface features and their significance. *Cur. Sci.*, 80: 1397-1405.
- Reasenber, P. (1985): Second-order moment of Central California seismicity, 1969-1982. *Jour. Geophys. Res.*, 90: 5479-5496.
- Reches, Z. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7: 849-861.
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the upper crust from stress inversion of fault slip data. *J. Geophys. Res.*, 97 (B9): 12481-12493.
- Reilly, W.I., Fredrich, G., Hein, G.W., Landau, H., Almazán, J.L., y Caturla, J.L. (1992): Geodetic determination of crustal deformation across the Strait of Gibraltar. *Geophys. J. Int.*, 111: 391-398.
- Reiter, L. (1990): Earthquake Hazard Analysis, Columbia University Press. Nueva York. 254 pp.
- Riaza García, A. (1994): Reflectancia en rocas en función de su litología y fabrica interna. ITGE, p.100.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutivo de la cuenca terciaria del Ebro. En Libro Jubilar J.M. Rios: Geología de España, 2: 131-159.
- Ribeiro, A. y Cabral, J. (1988): *Mapa Neotectónico de Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ribeiro, A., Cabral, J. y J.Matias, L. (1996): Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (2): 651-659.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manupella G. y Phipps, S. (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement an cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- Riedel, W. (1929): Zur Mechaniker geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*. Abhandlung B: 345-368
- Rincon, P.J., Hermosilla, J., Vegas, R., Pascual, G., Muñoz-Martín, A. y Martínez-Solares, J.M. (2000): Cálculo automático del desplazamiento en un sector del sistema falla-dique de Plasencia. *Geogaceta*, 27: 143-146.
- Rodgers, D.A. (1980): Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slips faults. *Spec. Publ. Int. Sediment.* 4: 27-41.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19: 613-616.
- Roquero, E., Goy, J.L., y Zazo, C. (1997): Nuevos índices cronológicos de evolución de los suelos en terrazas fluviales. *Estudios Geológicos*, 53 (1-2): 3-15.
- Roquero, E., Goy, J.L. y Zazo, C. (1999): Fenómenos de convergencia genética en suelos de terrazas fluviales: valle del río Tajo, Madrid-Toledo, España. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 329-338.
- Rust, B.R. (1978): Depositonal models for braided alluvium. En: *Fluvial sedimentology* (Miall, ed.). *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 605-625.
- Rust B.R. y Koster, E.H. (1984): Coarse Alluvial Deposits. En: *Facies Models*. (Walker, R., ed.). Geological Association of Canada: pp 53-69.
- Sabetta, F. y Pugliese, A. (1996): Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions. *Bull. Seis. Soc. America*. 86(2): 337-352.
- Salas R. y Casas A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Sanchez-Serrano, F. (2000): Análisis de la Topografía y Deformaciones Recientes en el Centro de la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 202 pp.

- Sanders, C.O. (1989): Fault sementation and earthquake recurrence in strike-slip San Jacinto fault zone, California. In *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination*. (D.P. Schwartz and R.H. Sibson, eds.), U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 89-315, pp. 324-349.
- Santanach, P. (1994): Las cuencas terciarias gallegas en el marco tectónico regional. *Cuad. Lab. Xelógico de Laxe*, 18: 57-71.
- Santisteban, J.I., Martín-Serrano, A. y Mediavilla, R. (1991): El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca de Duero: Nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. *Acta Geológica Hispánica*, 26: 133-148.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R. y Martín-Serrano, A. (1996a): The Duero Basin: a general overview. En *Tertiary Basins of Spain*. (eds. Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio). Cambridge University Press, pp 183-187.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R. y Martín-Serrano, A. (1996b): Alpine tectonic framework of south-western Duero basin. En *Tertiary Basins of Spain*. (eds. Peter F. Friend and Cristino J. Dabrio). Cambridge University Press, pp 188-195.
- Santoja, M. (1989): Visión general de la arqueología del Pleistoceno. En: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, Memoria*. ITGE, Madrid: 71-86.
- Santos García, J.A. y Casas Ruiz, J. (1982): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000: Hoja 727, "Alburquerque". I.G.M.E. Memoria explicativa, 33 pp.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos* 59, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1996): The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (a combined explanation). *Estudios Geol.*, 52: 123-136.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C (1991): Tectonic evolution of the Malaga Basin (Betic Cordillera): Regional Implications. *Geodinam. Acta*, 5: 173-286.
- Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995): Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera: A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. *Tectonophysics*, 248: 293-302.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D. y Lodolo, E. (1994): Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic); an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22 (6): 555-558.
- Schermerhorn, L.J.G. y Stanton, W.I. (1969): Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal). *Geol. Mag.*, 106 (2): 130-141.
- Schermerhorn, L.J.G., Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.T.H. y Verschure, R.H. (1978): Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geology*, 86(3): 299-310.
- Scholz, C.H., Avilés, C.A. y Wesnousky, S.G. (1986): Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *Bull. Seis. Soc. America*. 76 (1): 65-70.
- Schott, J.J., Montigny, R. y Thizat, R. (1981): Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 457-470.
- Schwartz, D.P. y Coppersmith, K. J. (1984): Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas faults. *Jour. Geophys. Res.* 89: 5681-5698.
- Schwartz, D.P. y Sibson, R.H. (1989): Introduction to workshop on Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination. In, *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination* (D.P. Schwartz y H.R. Sibson, eds.), *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.* 89-315: pp i-iv.
- Seeber, L., y Armbruster, J. G. (1994): 1886 Charleston, SC and 1993 central India; two of many large intraplate earthquakes with precursory seismicity, but no recognizable stationary source. *Seismological Research Letters*, 65 (1): 66.

- Segall, P. y Pollard, D.D. (1980): Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research*, 85 (B8): 4337-4350.
- Sell, I., Poupeau, G., Casquet, C., Galindo, C. y González-Casado, J.M. (1995): Exhumación alpina del borde morfotectónico de Pedriza-La Cabrera (Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español): potencialidad de la termocronología por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, 18:23-26.
- SGE (Servicio Geográfico del Ejército) (1997): *Mapa militar digital de España. Version 1.5. Escala 1:250.000 y 1:800.000*. Ministerio de Defensa.
- Simón Gómez, J.L. (1984): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel. 269 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Solé Sabaris, L. (1952): Geografía de España y Portugal. Tomo I: Geografía Física: El relieve. Editorial Montaner y Simón. Barcelona 500 pp.
- Soldevila Bartoli, J. (1992a): La sucesión paleozoica en el sinforme de la Codosera-Puebla de Obando (Provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios Geol.*, 48: 353-362.
- Soldevila Bartoli, J. (1992b): La sucesión paleozoica en el sinforme de Sierra de San Pedro (Provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios Geol.*, 48: 363-379.
- Souriau, A y Pauchet, H (1998): A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290: 221-244.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J y Macnab, R. (1990a): Motion of Iberia since the late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J y Macnab, R. (1990b): Iberian Plate Kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344: 756-759.
- Stirling, M.W., Wesnousky, S.G. y Berryman, K.R., (1998): Probabilistic seismic hazard analysis of New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 41: 355-375.
- Stirling, M.W., Rhoades, D., y Berryman, K. (2002a): Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and pre-instrumental eras. *Bull. Seim. Soc. America*, 92(2): 812-830.
- Stirling, M. W., Wesnousky, S.G., y Shimazaki, K. (1996): Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike-slip faults; a global survey. *Geophysical Journal International*, 124 (3): 833-868.
- Stirling, M. W., Beavan, J. y Peterson, R. (2002b): Using geodetic data to constrain the New Zealand Sesimic Hazard Model. *EOS, Trans. Am. Geoph. Union*, 83 (22): 107.
- Sylvester, A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1666-1703.
- Tchalenko, J.S. (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 41-66.
- Teixeira, C., Canilho, M.H. y Lopes, J.C. (1971): Le gran Dike doléritique de Alentejo. *Bol. Geol. Min*, 82: 346-350.
- Tento, A.L., Franceschina, L. y Marcellini, A (1992): Expected ground motion evalutaion for Italian Sites. *Proc 10<sup>th</sup> World Conference Earthq. Eng.* 1: 489-494, Madrid.
- Toro, G.R., Abrahamson, N.A., Schneider, J.F. (1996): Model of strong motion from earthquakes in Central and Eastern North America: best estimates and uncertainties. *Seis. Res. Lett.*, 69 (1): 41-57.
- Torre de Asunção, C. (1949): Sobre una intrusao doleritica no Antracolitico do Baixo-Alentejo. *Bol. Soc. Port. Cien. Nat.*, 2(17): 66-120.
- Torre de Asunção, C. (1951): Os doleritos pigeoníticos de quimismo pacífico do Sul de Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cien. Univ. Lisboa*, 19: 109-117.
- Torre de Asunção, C. y Correia Perdigao, J. (1962): Sobre o prolongamento filoniano dolerítico de Odemira-Vidigueira até Puguela. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 46: 349-363.



- Tortella, D, Torné, M. y Pérez-Estaún, A. (1997): Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar Zone: the Gorringe bank and the Gulf of Cádiz Region. *Mar. Geophys. Res.* 19: 211-230.
- Townsend, J. y Zoback, M. (2000): How faulting keeps the crust strong. *Geology*, 28: 399-402,
- Trifunac, M.D. y Brady A.G. (1975): On the correlation of seismic intensity with the peaks of recorded strong ground motion. *Bull. Seis. Soc. America*, 65(1): 139-162.
- Tsige, M., Capote, R. y Villamor, P. (1997): Superficies de erosión y paleoalteraciones terciarias en Extremadura occidental. En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*. (ed. J. P. Calvo y J. Morales), pp. 217-220.
- Ubanell, A.G. (1977): Modelo de fracturación de la región central española basado en imágenes obtenidas por satélite. *Studia Geologica*, XII: 195-206.
- Ugidos Meana, J.M., García de Figuerola, L. C., Bascones, A. y L. Martín Herrero, D. (1987a): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000: Hoja 598, "Plasencia". I.G.M.E. Memoria explicativa, 53 pp.
- Ugidos Meana, J. M., Garcia de Figuerola, L. C., Bascones, A.L., y Martin Herrero, D. (1987b): Mapa Geológico de España. Escala 1:50 000: Hoja 596, "Moraleja". I.G.M.E. Memoria explicativa, p. 59.
- Ugidos Meana, J. M., Rodriguez Alonso, M. D., Martin Herrero, D., y Bascones A.L. (1988): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000: Hoja: 575, "Hervás". IGME. Memoria explicativa, 88 pp.
- USNRC (1972): Earthquake Guidelines for reactor Siting. *Technical Report Series 139*.
- USNRC (1975): Appendix A to 10 CFR 100, Title 10, Code of Regulations, Part 100, Standard Review Plan. *USNRC NUREG 75078*.
- USNR (1992): *Draft regulatory Guide D G-1015*. Identification and characterisation of seismic sources; deterministic source and ground motion.
- Vakov, A.V. (1996): Relationships between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism. *Tectonophysics*, 261 (1-3): 97-113.
- Van Dissen, R.J. y Berryman, K.R. (1996): Surface rupture earthquakes over the last ~1000 years in the Wellington region, New Zealand, and implications for ground shaking hazard. *Journal of Geophysical Research*. 101(B3): 5999-6019.
- Van Dissen, R.J. (1989): Late Quaternary faulting in the Kaikoura Region, Southern Marlborough, New Zealand. Tesis de Master. Oregon State University, USA: 77 pp.
- Vegas, R. (1974): Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero* T LXXXV-II: 153-156.
- Vegas, R. (1975): Wrench (transcurrent ) fault system of the southwestern Iberian Peninsula: paleogeographic and morphostructural implications. *Geologische Rundschau*, 64: 266-278.
- Vegas, R. (1991): Rotaciones paleomagnéticas, deformación distribuida y sismicidad: posible relación geodinámica en las Cordilleras Béticas. *Reúmenes de la Comun. VII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica* , San Fermanad (Cvádiz): 176.
- Vegas, R. (1992): The Valencia Trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203 (1-4), p. 249-261.
- Vegas, R. y Rincón, P. (1995): Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central). *Geogaceta*, 19: 31-35.
- Vegas, R., Vázquez, J.T, Suriñach, E, y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Cetral System. *Tectonophysics*, 184: 367-378.
- Vergés, J. y Burbank, D.W. (1996): Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees. En *Tertiary Basins of Spain*. (eds. Peter F. Friend y Cristino J. Dabrio). Cambridge University Press, pp 120-133.
- Villamor Pérez, P.(1994): Influencia de los factores geológicos en estudios de peligrosidad sísmica. Tesis de Master en Ingeniería Geológica, UCM, Madrid.

- Villamor, P.; Capote, R.; Tsige, M. (1996): Actividad neotectónica de la falla de Alentejo-Plasencia, Macizo Hespérico, España. *Geogaceta*, 7 (4): 921-924.
- Villamor, P.; González de Vallejo, L.; Capote, R.; y Tsige, M. (1997a): Influence of neotectonics on seismic hazard for critical facilities. *Inter. Sym. of Engineering Geology and the Environment*, Athens, Greece. June 23-27, 1997.
- Villamor, P., Capote, R., y Tsige, M. (1997b): Las Cuencas Terciarias Asociadas a la Falla de Plasencia (Extremadura Occidental). *En Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*, (eds. J.P. Calvo y J. Morales), pp. 225-228.
- Warburton, J. y Alavez, T. (1989): A thrust tectonic interpretation the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. *Libro Homenaje a R. Soler*. Asoc. Geol y Geof. Esp. del Petróleo, pp. 147-155.
- Weichert, D.H. (1980): Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84: 974-1002.
- Weijermars, R., (1987): The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 9: 139-157.
- Wellman, H.W. (1955): The geology between Bruce Bay and Haast River, South Westland. *New Zeal. Geol. Surv. Bull.*, 48. 46 pp.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seis. Soc. of America*, 84: 974-1002.
- Wesnousky, S.G. (1986): Earthquakes, Quaternary faults and seismic hazard in California. *Jour. Geoph. Res.* 91: 12.587-12.631.
- Wesnousky, S.G. (1989): Seismicity and structural evolution of strike-slip faults. *U. S. Geological Survey, Open-File Report, OF 89-0315*, pp. 409-431.
- Westaway, R. (1990): Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 393-406
- Wilcox, R.E.; Harding, T.P.; Seely, D.R. (1973): Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57: 74-96.
- Won, I. J. y Bevis, M. (1984): The hidden-layer problem revisited. *Geophysics*, 49 (11): 2053-2056.
- Wood, R.A., Pettinga, J.R., Bannister, S., Lamarche, G., y McMorran T.J. (1994): Structure of the Hanmer strike-slip basin, Hope fault, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 1459-1473.
- Woodcock, N.H. (1986): The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Royal Society of London Philosophical Transactions*, series A 317: 13-29.
- Woodcock, N.H., y Fischer, M. (1986): Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8(7): 725-735.
- Yeats, R., Sieh, K. y Allen, C.R. (1997): *The Geology of Earthquakes*. Oxford University Press, 568 pp.
- Yenes, M., Gutiérrez Alonso, G. y Alvarez, F. (1996): Dataciones K-Ar del área de La Alberca-Béjar (Sistema Central Español). *Geogaceta*, 20: 224-227.
- Zachariassen, J., Villamor, P., Begg, J., Lee, J. y Lukovic, B. (2000): Late Quaternary Faulting of the Masterton and Carterton Faults, Wairarapa, New Zealand. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Client report 2000/71*.
- Zhang, P., Burchfiel, B. C., Chen, S., y Deng, Q. (1989): Extinction of pull-apart basins. *Geology*, 17: 814-817.

## APENDICES

---

### APENDICE 1.

#### Descripcion de Sedimentos Terciarios y Cuaternarios Asociados a la Falla de Alentejo-Plasencia

##### A.1.1. CUENCA DE PLASENCIA

**Localidad Plasencia 1:** Extremo SW de la cuenca, en la carretera de Plasencia-Cáceres PK. 136 (UTM 743800, 4430700, hoja topográfica 1:50.000 de Malpartida de Plasencia, nº 623, punto 1 de la Figura 4.9)

**Unidad Barro:** arcillas rojas masivas muy flojas, de muy baja densidad, con color rojo intenso. Las arcillas presentan una fabrica muy abierta con minerales de arcilla dispuestos al azar, lo que no es propio de arcillas transportadas y más bien parece una alteración in situ, en condiciones de encharcamiento-deseccación alternantes. Queda por lo tanto la duda de si se trata del nivel de arcillas inferiores terciarias o un resto de manto de alteración.

**Unidad Fuentidueñas:** conglomerado grano-sostenido de cantos angulosos a subangulosos, de pizarra principalmente, con escasos cantos de cuarcita y cuarzo. Los tamaños de cantos oscilan entre 1 y 10 cm.

**Localidad Plasencia 2:** Corte al sur del arroyo de Fuentidueñas (UTM 746950, 4432550, hoja topográfica 1:50.000 de Plasencia, nº 598, punto 2 de la Figura 4.9).

**Unidad Barro:** arcillas y limos de color ladrillo, muy claro, con algún nivel centimétrico de conglomerado fino (media de 4 cm).

**Unidad Plasencia:** Alternancia de paquetes compuestos por conglomerados y arenas. Los conglomerados tienen abundantes cantos de pizarra, grauvaca y escasos de cuarcita de tamaños medio de 5 a 7 cm que llega ocasionalmente a máximos de 20 a 40 cm. Son subredondeados, en general, matriz-sostenidos, con alguno niveles grano-sostenidos. Colores muy rojizos. La matriz es arena-arcillosa, de color rojo intenso. Estos niveles pasan a techo a arena fina, algo laminada, de tonos blanquecinos o verdosos.

**Localidad Plasencia 3:** En el borde W de la cuenca (cruce de las carreteras Cáceres-Salamanca y Cáceres-Ávila, en las proximidades del Hotel Azor, UTM 746550, 4432850, hoja topográfica: 1:50.000 de Plasencia, nº 598, punto 3 de la Figura 4.9)

**Unidad Barro:** 1,5 m de arcillas rojizas con algún nivel de conglomerado .

**Unidad Piñonate:** 2 m de conglomerado rojo matriz-sostenido, con cantos abundantes de pizarra y escasos de cuarcita. Tamaño medio de los cantos entre 0,5 y 1,5 cm y máximo de 3 cm. Los cantos son subredondeados. La matriz es areno-arcillosa de color rojo intenso.

**Localidad Plasencia 4:** En el borde E de la cuenca en una de las antiguas canteras de extracción de arcillas (UTM 747900, 4433400, hoja topográfica 1:50.000 de Plasencia, nº 598, punto 4 de la Figura 4.9)

**Unidad Barro:** 3+ m de arcillas rojizas con algún nivel de conglomerado con un marcado contacto a techo con la unidad superior que tiene una alteración amarillenta. No se ha podido ver si hay discordancia angular o una ruptura mayor entre esta unidad arcillosa y la superior.

**Unidad Plasencia:** cinco niveles de paquetes compuestos por conglorados alternando con arenas. En la base aparece un conglomerado rojo, de abundantes cantos de pizarra, grauvaca y escasos de cuarcita de tamaños variable, entre con un tamaño medio de 5 a 7 cm que llega ocasionalmente a máximos de

20 a 40 cm. Son subredondeados, en general matriz-sostenidos, con algún nivel grano-sostenido. Están estratificados en paquetes granoecrecientes de 1-2 m. A techo se pierden gran cantidad de cantos, pasando localmente a una arcilla con cantos de pizarra de tamaño medio entre 3 y 5 cm. La matriz es arena-arcillosa, de color rojo intenso. Estos niveles pasan a techo a arena fina, algo laminada, de tonos blanquecinos o verdosos. En la base de alguna capa de conglomerado se observa que bajo el conglomerado más grueso hay una cicatriz de erosión y por debajo existen conglomerados finos en uno o dos niveles delgados.

**Localidad Plasencia 5:** El borde SE de la cuenca E (UTM 747200, 4432200, hoja topográfica 1:50.000 de Plasencia, n° 598, punto 5 de la Figura 4.9) afloramientos en el desmonte de la carretera son semejantes a los de la Unidad Barro descritos anteriormente.

**Unidad Barro:** arcillas rojas con lentejones de conglomerados matriz-sostenidos de cantos de pizarra y grauvaca alterados con tamaño medio de 1 cm.

**Localidad Plasencia 6:** N del borde E de la Cuenca (UTM 748600, 4434600, hoja topográfica 1:50.000 de Plasencia, n° 598, punto 6 de la Figura 4.9):

**Unidad Piñonate:** conglomerado rojo de cantos de pizarra principalmente con escasos cantos de cuarcita. Tamaño medio de los cantos entre 0,5 y 1,5 cm, con un máximo de 3 cm. Los cantos son subredondeados. El conglomerado es matriz-sostenido aunque tiene algunos lentejones grano-sostenidos. La matriz es areno-arcillosa de color rojo intenso. Tiene un aspecto caótico (masivo sin estructuración).

**Localidad Plasencia 7:** Desmonte del Ferrocarril al Norte de la estación de Fuentidueñas (UTM 743800, 4430700, hoja topográfica 1:50.000 de Malpartida de Plasencia, n° 623, punto 7 de la Figura 4.9):

**Unidad Fuentidueñas:** 4 m de conglomerado grano-sostenido de cantos angulosos a subangulosos, de pizarra principalmente, con escasos cantos de cuarcita y cuarzo. Los tamaños de cantos oscilan entre 1 y 30 cm, llegando incluso a tener 0,5 m de tamaño. La matriz consiste en una arcilla algo arenosa de color rojo intenso.

### A.1.2. CUENCA DE CAÑAVERAL

**Localidad Cañaveral 1:** Carretera C-526 a Coria (UTM 719250, 4403800 de la hoja topográfica n° 650, Cañaveral, punto 1 de la Figura 4.33b)

**Unidad Arcósica:**

- en la base hay 5,5 m arcilla limosa con arena arcósica de color rojo anaranjada y manchas de color verde grisáceo. La arena contiene cuarzo, cuarcita y feldespatos abundantes. Tiene un nivel de 0.5 m de conglomerado de cantos redondeados de pizarra, poco alterada, y cuarcita, con matriz de arcilla. Tamaño medio de los cantos es 1 cm. y el máximo 5 cm.
- 1,2 m de conglomerado de cuarcita y pizarra, cantos redondeados y con un tamaño medio de 76 cm. y máximo de 16 cm. Los cantos muestran una imbricación de 40/120 a 35/150.
- 3 m. Arcilla de color gris verdoso con niveles de color anaranjado y blanquecina a techo.
- 2,5 m Arcilla marrón clara con arena gruesa arcósica. En la base hay letejones de conglomerado de cuarcita de 0.5 a 1.5 m de espesor. Matriz sostenido, sin selección de tamaños (oscilan entre 0.5 a 5 cm. con un tamaño más abundante de 2 cm).
- 1,5 m de arenas naranjas o salmón, arcósicas, de tamaño grueso a microconglomerado (hasta 0,7 cm). Tiene intercalaciones de unos 10 cm de espesor de arena media. La matriz tiene algo de arcilla. No muestra ninguna tendencia granoecreciente o decreciente. A techo de esta unidad se extrajo una muestra de arcilla para estudio de su composición y contenido en minerales de arcilla (Tsige, com. per.; Tsige *et al*, 1997).



- 1,5 m de arena arcósica gruesa a microconglomerado con matriz arcillosa de color gris verdoso. Matriz-sostenido a grano-sostenido. A techo de esta unidad se extrajo una muestra de arcilla para estudio de su composición y contenido en minerales de arcilla (Tsige, pers comm; Tsige *et al* 1997)
- 2 m de arena arcósica gruesa a media de color naranja.

**Unidad Superior de Cerro Colorado (contacto por falla con la Unidad Arcósica):**

- >4 m de conglomerado de cantos de cuarcita principalmente y escasos de pizarra de dos tamaños medios 2 cm y 5 cm. Con un máximo de 30 cm. Grano-sostenido y sin estructuración. Hay una imbricación de los cantos de 30/120 a 47/150. Tiene un lentejón de arcilla roja con un espesor máximo de 0,5 m.

**Localidad Cañaverl 2:** En el borde W de la cuenca al largo de la orilla del embalse se puede estudiar otra columna estratigráfica parcial a lo largo de una línea de dirección N50° E que se extiende desde UTM 719000, 4403500 hasta UTM 718100, 4402600 de la hoja topográfica n ° 650, Cañaverl (línea 2 en la Figura 4.33b). La sucesión estratigráfica de muro a techo se sucede de N a S:

**Unidad Arcósica:**

- 5 m de arcillas con arena gruesa y conglomerados de pizarra y cuarcita que se se estructuran en paquetes de 1,5 m. La base de capa es conglomerática y es granodecreciente hasta las arcillas (0,5 m. de conglomerado y 1 m de arenas pasando gradualmente a arcillas). Color verde grisáceo con vetas rojizas.
- 6 m de arenas a arcilla arenosa (arena fina) con cantos de cuarcita y pizarra dispersos. Color gris verdoso a verde rojizo (a techo). Lateralmente y a techo pasa a:
- 3 m de arenas gruesas y conglomerados. El porcentaje de pizarra frente a cuarcita en los conglomerados es muy alta. Los conglomerados son masivos y solo aparece alguna estratificación cruzada tipo *through* en los niveles arenosos, así como estratificación horizontal. El tamaño de granos está poco seleccionado. Son de color gris verdoso. Contacto gradual con la unidad a techo.

**Unidad Superior de Cerro Colorado:**

- 3m de conglomerados de cuarcita y pizarra (mayor proporción de cantos de cuarcita frente a los de pizarra). Grano-sostenido con matriz de arena arcillosa roja y con parches gris verdoso. Los cantos tienen un imbricación de 30 segun N96° E.

**Localidad Cañaverl 3:** En el desmonte de la antigua carretera al W de Miraltajo junto al cruce con la antigua línea de FFCC (UTM 717850,4401100 de la hoja topográfica n ° 650, Cañaverl punto 3 en la Figura 4.33b):

**Unidad Arcósica:**

- >3 m de conglomerados, arenas, limos y arcillas de color gris verdoso a gris blanquecino. No están seleccionadas. La secuencia es en general granocreciente y estratodecreciente. El conglomerado ocupa los últimos 1,5 m. Presenta estratificación cruzada planar subhorizontal.
- 2 m de conglomerado de cantos de cuarcita y cuarzo en una matriz de arena media a gruesa. color anaranjado y grietas blanquecinas, probablemente con carbonatos. No esta seleccionado y tiene una estratificación cruzada grosera de tipo *through* de escala métrica. Su base es erosiva y a diferencia del sedimento anterior tiene una alteración anaranjada y está muy cementado.
- 0.6 m conglomerado de cantos de cuarcita subangulares a subredondeados en una matriz de arena media a fina de color marrón.

**Localidad Cañaverl 4:** En la vertiente norte de la colina de Miraltajo (UTM 718400,4401150 de la hoja topográfica n ° 650, Cañaverl punto 4 de la Figura 4.33b) presenta una excavación para construcción de una propiedad privada donde aflora la Unidad arcósica. La terraza del Pleistoceno medio se ha descrito en la parte alta de la vertiente sur:

#### *Unidad Arcósica:*

- >2 m de arena media a gruesa (0,5 a 2 mm.) con matriz de arcilla blanca. Tienen un color gris muy claro con escasos sectores de oxidación anaranjados. No tiene selección y los granos son subangulares.
- 1,5 m de arena gruesa a microconglomerado con cantos de tamaño máximo de 1 cm. y tamaño medio 0,5 mm. la matriz varia desde arena media a arcilla. En general muestra una tendencia granodecreciente y los cantos son subangulares. La composición de los cantos es de cuarcita, cuarzo y óxidos de Fe que le confieren el color anaranjado en los niveles más gruesos. El color predominante es gris verdoso.
- 1 m de de arena fina a limo arcilloso con la misma composición que el tramo anterior. color gris verdoso a gris blanquecina.
- 1 m de arcilla verde.
- 0,5 m de arena media a gruesa alternando con conglomerados de cantos subangulares de hasta 10 cm de tamaño y composición de cuarcita, pizarra y grauvaca,. Color anaranjado. Contacto erosivo a techo.

#### *Terraza Pleistoceno medio:*

- 4,5 m de conglomerado de cuarcita y pizarra (ésta muy alterada) redondeados matriz sostenido por una arena de cuarzo y cuarcita principalmente, alternando con arenas gruesas a microconglomerados, color anaranjado. El tamaño de los cantos oscilan entre 2 cm y 0,5 m. Tiene estratificación cruzada tipo *through*.

**Localidad Cañaveral 5:** En el Cerro Colorado (UTM 720200, 4404800 de la hoja topográfica n ° 650, Cañaveral, punto 5 de la Figura 4.33b):

#### *Unidad Inferior de Cerro Colorado:*

- 4 m de conglomerado de cantos de pizarra y cuarcita de tamaños variados y sin selección con un tamaño medio de 1,5 cm. Alternan con niveles más gruesos que contiene cantos hasta de 20 cm máximo. Los cantos son subangulosos a subredondeados. Los niveles más gruesos son grano-sostenidos y los más finos matriz-sostenidos. La matriz es una arena arcillosa de color rojo marronáceo con vetas de alteración de color verdoso y grisáceo. Se dispone en series granodecrecientes en paquetes de 2 m. Es Masivo, sólo tiene depósitos de tipo lag en la base de los paquetes granodecrecientes.
- 3,5 m de arcilla s rojas con arena.
- 4 m conglomerado de pizarras con más cantidad de cuarcita que el conglomerado anterior, pero con las mismas características: granodecreciente en dos series de 2 m con arcillas a techo y depósitos tipo *lag* en la base. Imbricación de los cantos.

#### *Unidad Superior de Cerro Colorado:*

- 20 m de conglomerado de cantos de cuarcita y escasos de pizarra, subredondeados y grano-sostenido, color rojizo (no representa la alteración gris verdosa de la Unidad Inferior). Los tamaños oscilan desde 0,5 a 30 cm, predominando los 10 a 15 cm. Está estructurado en tres series de 6, 4 y 10 m de espesor granodecrecientes y con depósitos de *lag* en la base (donde se encuentran los cantos mayores hasta 30 cm.) La matriz es una arena arcillosa de rojo marronáceo.

**Localidad Cañaveral 6:** Afloramiento al W del embalse, en la antigua carretera a Coria (UTM 720000, 4405000 de la hoja topográfica n ° 650, Cañaveral; punto 6 de la Figura 4.33b).

#### *Unidad Inferior de Cerro Colorado:*

- >4 m de un conglomerado fino, matriz-sostenido, con cantos pequeños de pizarra y cuarzo (tamaños desde 2 mm a 1 cm). La matriz es una arena arcillosa de color marrón verdoso. Tiene niveles de conglomerado grano-sostenido de cantos de mayor tamaño que además incluyen otras litologías como diabasa (de 30 cm a 0,5 m). En general, muestra una tendencia granodecreciente, y los cantos son subredondeados a subangulares (excepto los de diabasa que son muy redondeados y presentan alteración en "lajas de cebolla"). Los niveles más gruesos están estratificados. Color marrón rojizo a marrón verdoso.

- 1,70 m de conglomerados de cantos de pizarra, cuarcita y diabasa en una matriz de arena arcillosa de rojo intenso. Los 0,7 m de techo de este paquete están muy alterados en color rojo oscuro fuerte. Tiene una tendencia granodecreciente con algún canto grande (20 cm max.) disperso. Es matriz-sostenido. En la base hay un paquete de conglomerado con cantos de mayor tamaño (desde 0,5 cm a 0,5 m), grano-sostenido, con estratificación cruzada tenue.
- 0,75 m de conglomerados de cantos de cuarcita, angulares y con tamaños entre 0,5 y 10 cm. Matriz de arcilla arenosa. Son de color marrón claro a rojizo, masivos y matriz-sostenido.

#### *Unidad Superior de Cerro Colorado:*

- <4 m de conglomerado grano-sostenido de cantos de cuarcita de color rojizo (rubefactados) de subangulosos a subredondeados, tamaños oscilan de 3 cm a 10 cm, con un tamaño 6 cm predominante. Los tamaños de cantos aumentan mucho de tamaño en el contacto con las pizarras precámbricas, hasta 0,7 m.

### **A.1.3. CUENCA DE RIBERA DE ARAYA**

**Localidad Araya 3:** Arroyo de Montecejo (UTM 698000, 4376200 de la hoja topográfica n° 677, Brozas; punto 3 de la Figura 4.48):

- 0,75 m de arenas gruesas con clastos hasta de 1 cm. La litología de los granos es de feldespato, cuarzo y cuarcita en una matriz arcillosa de color gris-amarillo.
- 2,5 m arcilla arenosa (arena fina) con una base de conglomerados de cantos de pizarra y corneana da 5 a 10 cm de tamaño. Color gris maronáceo.
- 1,5 m de conglomerado pizarras y cuarcitas de clastos muy angulosos en una matriz areno-arcillosa de color marrón oscura.

### **A.1.4. CUENCA DE RIBERA DE ALBARRAGENA**

**Localidad Albarragena 1:** carretera comarcal 521 en el tramo entre Aliseda y Albuquerque, p.k. 56 (UTM 682500, 4350000 de la hoja topográfica de Albuquerque, n 727, punto 1 en la Figura 4.60).

#### *Unidad Albarragena*

- 3 m de microconglomerados de cantos de cuarcita, cuarzo y granito (con el feldespato muy alterado) en una matriz de arcilla blanca y arena media a gruesa con cementación de sílice. Los cantos de cuarzo, subangulosos, son muy abundantes y tienen un tamaño medio de 0.5 cm y máximo de hasta 1 cm. Los cantos de cuarcita, redondeados a subredondeados, son menos abundantes; tienen un tamaño medio de 2 cm y máximo de 5 cm. Hay algunos cantos de pizarra, muy escasos, y muy alterados. Es grano-sostenido en partes y en otras matriz-sostenido.
- 1 m semejante a la unidad anterior pero matriz-sostenido y con mayor proporción de arcilla en la matriz.
- 40 cm de arcilla blanca verdosa con arena dispersa de tamaño medio a fino. A muro tiene una cicatriz erosiva con la unidad anterior que contiene óxido de hierro.
- 1,2 m de micro conglomerados semejantes a la unidad de la base y arenas media a gruesa. Grano-sostenidos. Estratificados en bancos de techo plano (0.5 a 0.2 m espesor) de aspecto masivo o con tenue estratificación horizontal. que contiene los conglomerados en la base y arenas en techo.
- 0,5 m de arenas, microconglomerados y lentejones de arcillas con arena gruesa, estratificados en bancos de techo cóncavo con estratificación planar y horizontal.
- 7 m de microconglomerados de cantos de cuarcita, cuarzo y granito (con el feldespato muy alterado) en una matriz de arcilla blanca y poca arena media a gruesa con cementación de sílice.

### *Terraza fluvial Q1:*

- 3,5 m de paquetes de conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo, de tamaño variable pero nunca mayor a 10 cm. Los estratos tienen espesores de 1 a 0.4 m. La base de cada estrato de conglomerado es una arena gruesa a microconglomerado con tendencia granocreciente. La matriz es arcillosa con algo de arena media y color anaranjado. El conglomerado pasa de matriz-sostenido en la base a grano-sostenido en el techo. Cada estrato de conglomerado tiene, en general, una tendencia de granocreciente y el conjunto es estratodecreciente. Hay algunos lentejones intercalados de arcilla arenosa, arena fina y microconglomerado. El espesor de este conglomerado decrece hacia el W a 1 m y cambia lateralmente de facies a un conglomerado de cantos de cuarcita (con tamaños que oscilan desde 2 mm a 10 cm) y de cuarzo (< 1cm) en una matriz de arena y arcilla en la misma proporción. La composición de la arena es principalmente cuarcítica y su tamaño oscila de fina a grueso. Es en general matriz sostenido, aunque algunos tramos son grano-sostenidos. Todo este paquete está muy cementado.
- 2 m de conglomerado semejante al anterior pero de tamaño de grano más fino y granodecreciente. En la base el tamaño medio de grano es de 3 cm y en el techo de 1 cm.
- 1,8 m de arcilla con arena fina. Contacto superior es discordante.
- 1m Conglomerado masivo de cuarcita y cuarzo, con tamaños que van desde los 2 mm a 15 cm. La matriz es de arena cuarcítica (de tamaño fino a gruesa) y arcillosa. Es grano-sostenido y está muy cementado. El color es marrón anaranjado.

**Localidad Albarragena 2:** UTM 685700, 4355300 de la hoja topográfica de Albuquerque, n 727 (punto 2 en la Figura 4.60).

### *Unidad Albarragena*

- Conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo grano-sostenidos, con matriz de arena arcillosa. Los cantos son subangulosos a subredondeados y tiene tamaños máximo de 2 cm. Color amarillo blanquecino. Pasan lateralmente a arcillas de color blanco amarillento a marrón amarillento con algo de arena (hasta 2 mm de tamaño). En algún punto se han encontrado estos mismos conglomerados pero con mayor tamaño de cantos, hasta 40 cm.

**Localidad Albarragena 7:** Carretera comarcal 521 en el tramo entre Aliseda y Albuquerque, p.k. 56.5, UTM 683500, 4350300 de la hoja topográfica de Albuquerque, n 727, punto 7 en la Figura 4.60).

### *Terraza fluvial Q2:*

- Nivel inferior: conglomerados de cantos de cuarcita principalmente con algunos de granito. Cantos subredondeados a redondeados, y con matriz de arena gruesa, granodecreciente y grano-sostenido. El color es marrón anaranjado y tiene una costra ferruginosa a techo. Es muy semejante a la terraza Q1, pero se diferencia por tener gran cantidad de cantos de granito que faltan en la terraza antigua
- El nivel superior: cantos de cuarcita y granito con tamaño medio de 10 cm. en una matriz de arena gruesa de color marrón claro: Lateralmente pasa a arenas con cantos dispersos.



## APENDICE 2.

### Resultados de los Estudios Gravimétricos

#### PLASENCIA

Hoja	estacion	lat	long	cota	Disreal	gravobs	gravnor	correc cer	correc leja	AB 1999	Campo
598	32	747131	4434467	368.8	0	980055.80	980171.96	0.228	0.675	-41.93	3554.6
598	31	747171	4434413	365.8	120	980056.30	980171.92	0.22	0.658	-41.94	3555.22
598	30	747216	4434385	366.3	220	980056.20	980171.88	0.224	0.67	-41.91	3555.09
598	29	747245	4434323	371.9	340	980054.80	980171.84	0.25	0.746	-42.11	3553.75
598	28	747265	4434281	383.5	440	980051.90	980171.81	0.354	1.058	-42.19	3551.04
598	27	747289	4434248	373.7	520	980054.10	980171.78	0.255	0.76	-42.3	3553.24
598	26	747303	4434210	362.3	600	980056.70	980171.75	0.237	0.706	-42.02	3555.73
598	25	747309	4434170	356.3	680	980057.70	980171.72	0.199	0.593	-42.32	3556.72
598	24	747292	4434128	349.9	740	980058.90	980171.68	0.191	0.569	-42.39	3557.91
598	23	747289	4434086	346.5	820	980059.40	980171.65	0.174	0.52	-42.52	3558.5
598	22	747293	4434039	344.2	940	980059.60	980171.61	0.19	0.568	-42.75	3558.69
598	21	747419	4433852	337.3	1220	980058.40	980171.46	0.144	0.431	-45.26	3557.92
598	20	747456	4433711	337.3	1620	980059.20	980171.35	0.148	0.441	-44.38	3558.66
598	19	747468	4433637	337.2	1760	980059.10	980171.29	0.12	0.359	-44.58	3558.38
598	18	747502	4433529	337.8	2000	980055.60	980171.20	0.138	0.411	-47.78	3555.27
598	17	747518	4433435	339	2200	980058.50	980171.12	0.155	0.462	-44.49	3558.12
598	16	747543	4433376	341.2	2320	980058.30	980171.08	0.165	0.494	-44.21	3557.85
598	15	747541	4433278	344.8	2500	980057.60	980171.00	0.177	0.528	-44.01	3557.32
598	14	747557	4433210	348.3	2640	980057.40	980170.94	0.188	0.562	-43.8	3557.14
598	13	747547	4433138	349	2780	980057.30	980170.88	0.199	0.593	-43.36	3556.97
598	12	747551	4433087	350.1	2880	980057.10	980170.84	0.207	0.619	-43.19	3556.85
598	11	747568	4432980	353.8	3080	980057.30	980170.76	0.229	0.685	-42.2	3556.99
598	10	747583	4432944	355.3	3180	980057.10	980170.73	0.237	0.708	-41.93	3556.89
598	7	747600	4432907	366	3200	980057.00	980170.70	0.265	0.791	-41.58	3556.82
598	9	747620	4432875	357	3220	980058.60	980170.67	0.249	0.744	-41.68	3556.49
598	8	747650	4432840	358.8	3260	980054.90	980170.72	0.259	0.773	-41.93	3555.06
598	6	747863	4432762	364.3	3680	980055.40	980170.57	0.308	0.918	-41.48	3555.52
598	5	747887	4432637	369.8	3940	980054.60	980170.47	0.325	0.97	-41.02	3554.79
598	4	747887	4432507	383.7	4080	980051.80	980170.37	0.357	1.065	-40.83	3552.12
598	3	747863	4432441	393.5	4300	980050.80	980170.32	0.339	1.011	-39.98	3551.08
598	2	747858	4432385	405	4400	980048.40	980170.27	0.373	1.114	-39.91	3548.85

#### PLASENCIA SUR

Hoja	estacion	lat	long	cota	Disreal	gravobs	gravnor	correc cer	correc leja	AB 1999	Campo
598	2	746283	4431413	358.9	0	980056.83	980169.53	0.224	0.668	-40.4	3544.39
598	3	746269	4431428	364.1	75	980045.69	980169.55	0.264	0.787	-50.35	3533.55
598	4	746260	4431437	367.6	125	980054.24	980169.55	0.287	0.856	-41.02	3541.9
598	5	746246	4431454	374.2	165	980053.82	980169.57	0.243	0.726	-40.35	3541.5
598	6	746294	4431400	360.9	185	980056.58	980169.52	0.214	0.639	-40.28	3544.21
598	7	746304	4431382	363.5	200	980056.10	980169.51	0.207	0.619	-40.22	3543.74
598	8	746317	4431364	368.8	215	980055.05	980169.49	0.258	0.77	-40.03	3542.73
598	9	746370	4431311	374.8	320	980054.10	980169.45	0.256	0.763	-39.75	3541.81
598	10	746386	4431255	384	445	980052.33	980169.41	0.253	0.756	-39.72	3540.09
598	11	746146	4431485	379	505	980052.12	980169.6	0.218	0.852	-41.22	3539.92
598	12	746208	4431489	384.4	540	980051.87	980169.6	0.219	0.654	-40.4	3539.69
598	13	746230	4431476	382.2	585	980052.29	980169.59	0.286	0.854	-40.12	3540.12
598	14	746075	4431540	380	720	980052.67	980169.64	0.22	0.658	-40.5	3540.53
598	15	746007	4431520	384.9	800	980051.69	980169.63	0.22	0.658	-40.52	3539.6
598	16	745979	4431599	386.7	875	980051.31	980169.69	0.206	0.614	-40.66	3539.25
598	17	745930	4431659	384.5	905	980051.58	980169.74	0.3	0.896	-40.52	3539.54
598	18	745818	4431849	359.4	995	980055.99	980169.9	0.198	0.592	-41.58	3543.92
598	19	745869	4431780	356.6	1030	980056.72	980169.84	0.295	0.88	-40.93	3544.65
598	20	745896	4431730	365.9	1055	980054.88	980169.8	0.359	1.071	-40.69	3542.88
598	21	745837	4431815	358.1	1080	980056.41	980169.87	0.209	0.623	-41.32	3544.38
598	22	745812	4431920	359.3	1120	980055.81	980169.95	0.223	0.666	-41.74	3543.96
598	23	745811	4432179	367.2	1140	980057.34	980170.16	0.266	0.793	-38.73	3555.52
598	24	745833	4432071	359.3	1150	980055.92	980170.07	0.231	0.689	-41.71	3544.12
598	25	745780	4432180	367.7	1175	980054.81	980170.16	0.241	0.719	-41.23	3555.37
598	26	745741	4432175	368.7	1200	980054.58	980170.16	0.243	0.725	-41.27	3555.16
598	27	745708	4432183	373.7	1275	980053.63	980170.17	0.257	0.766	-41.18	3554.24
598	28	745683	4432214	377.3	1330	980053.18	980170.19	0.266	0.793	-40.9	3553.81
598	29	745643	4432246	383.2	1385	980052.05	980170.22	0.253	0.756	-40.94	3552.72
598	30	745613	4432315	389	1440	980051.13	980170.27	0.26	0.777	-40.76	3551.83
598	11	746146	4431485	379	640						3539.93
598	18	745818	4431849	359.4	1105						3543.93
598	24	745833	4432071	359.3							3557.39
598	17	745930	4431659	384.5							3552.75
598	19	745869	4431780	356.6							3557.91
598	18	745818	4431849	359.4							3557.14
598	1	748437	4435337	360							3558.44

# MORO

Hoja	estacion	lat	long	cota	Disreal	gravobs	gravnor	correc cer	correc leja	AB 1999	Campo
622	1	739197	4425163	325.3		980058.9	980163.8	0		-40.98	3547.62
622	0	739224	4425139	326.68	818.18	980058.7	980163.8	0	0.55	-40.28	3547.48
622	1	739246	4425091	327.7	872.73	980058.4	980163.8	0	0.54	-40.36	3547.18
622	2	739263	4425020	330.64	945.45	980058	980163.7	0	0.51	-40.21	3546.73
622	3	739271	4424960	332.15	1009.09	980057.5	980163.7	0	0.50	-40.34	3546.29
622	4	739284	4424899	334.76	1072.73	980057.4	980163.6	0.01	0.48	-39.87	3546.21
622	5	739360	4424876	336.93	1127.27	980057.9	980163.6	0.01	0.46	-38.97	3546.67
622	6	739400	4424815	344.13	1190.91	980057.1	980163.5	0.04	0.44	-38.26	3545.92
622	7	739404	4424748	352.84	1254.54	980055.6	980163.5	0.06	0.42	-38.03	3544.41
622	8	739357	4424675	361.63	1309.09	980053.2	980163.4	0.09	0.41	-38.61	3542.10
622	9	739179	4425222	326.53	745.45	980059.5	980163.9	0	0.57	-39.64	3548.19
622	10	739161	4425299	326.19	663.64	980060	980163.9	0	0.60	-39.16	3548.76
622	11	739140	4425368	325.78	590.91	980060.6	980164	0	0.57	-38.74	3549.32
622	12	739133	4425424	325.16	536.36	980057.5	980164	0	0.56	-42.05	3546.27
622	13	739124	4425487	324.18	481.82	980061.7	980164.1	0	0.54	-38.08	3550.40
622	14	739095	4425552	324.27	409.09	980062	980164.1	0.01	0.52	-37.88	3550.64
622	15	739081	4425600	323.51	363.64	980062.2	980164.2	0.06	0.50	-37.76	3550.91
622	16	739065	4425654	321.85	300.00	980062.6	980164.2	0.04	0.48	-37.78	3551.30
622	17	739133	4425746	320.17	236.36	980062.5	980164.3	0.02	0.46	-38.34	3551.18
622	18	739208	4425840	333.75	172.73	980060.4	980164.4	0.1	0.44	-37.81	3549.10
622	19	739264	4425941	336.43	100.00	980060.1	980164.4	0.03	0.41	-37.77	3548.80
622	20	739268	4426060	337.47	0.00	980060.1	980164.5	0.06	0.38	-37.67	3548.80
622	14	739095	4425552	324.27		980062	980164.1	0.01			3550.66
622	10	739161	4425299	326.19		980059.8	980163.9	0			3548.56

# CANAVERAL NORTE

Hoja	estacion	lat	long	cota	Disreal	gravobs	gravnor	correc cer	correc leja	AB 1999	Campo
650	1a	719377	4403721	235.8	579.31	980077.12	980147.12	0.06	0.42	-23.16	3565.58
650	0	719348	4403731	238.69	551.72	980076.94	980147.12	0.08	0.42	-22.75	3565.40
650	1	719300	4403750	240	496.55	980076.87	980147.14	0.10	0.41	-22.57	3565.32
650	2	719268	4403771	242.1	455.17	980076.56	980147.16	0.09	0.40	-22.51	3565.02
650	3	719233	4403790	243.8	420.69	980076.40	980147.17	0.16	0.40	-22.28	3564.86
650	4	719206	4403804	245.27	386.21	980076.19	980147.19	0.20	0.39	-22.18	3564.65
650	5	719164	4403827	247.65	344.83	980075.92	980147.21	0.18	0.39	-22.03	3564.39
650	6	719117	4403852	250.3	282.76	980074.89	980147.23	0.15	0.38	-22.60	3563.38
650	7	719073	4403875	252.8	241.38	980075.55	980147.25	0.11	0.37	-21.52	3564.02
650	8	719020	4403904	255.76	179.31	980075.23	980147.27	0.15	0.36	-21.24	3563.70
650	9	718985	4403922	257.75	137.93	980075.22	980147.29	0.13	0.35	-20.91	3563.69
650	10	718940	4403946	260.14	82.76	980074.91	980147.31	0.13	0.35	-20.78	3563.38
650	11	718870	4403989	264.53	0.00	980074.27	980147.34	0.05	0.33	-20.68	3562.75
650	12	719426	4403682	229.47	648.28	980078.12	980147.08	0.08	0.43	-23.34	3566.49
650	13	719470	4403635	224.68	710.34	980079.08	980147.04	0.00	0.43	-23.35	3567.42
650	14	719504	4403594	223.87	758.62	980079.18	980147.01	0.00	0.43	-23.38	3567.52
650	15	719543	4403561	223.51	813.79	980079.28	980146.98	0.00	0.44	-23.32	3567.61
650	16	719581	4403522	223.56	868.97	980079.34	980146.95	0.00	0.44	-23.21	3567.67
650	17	719614	4403495	223.39	910.34	980079.41	980146.93	0.00	0.45	-23.15	3567.73
650	18	719630	4403479	222.5	937.93	980079.61	980146.92	0.04	0.45	-23.08	3567.92
650	19	719663	4403456	229.85	972.41	980078.45	980146.90	0.19	0.45	-22.62	3566.78
650	20	719618	4403367	237.24	1000.00	980077.11	980146.83	0.11	0.45	-22.51	3565.47
650	21	719709	4403447	241.22	1020.69	980076.66	980146.89	0.37	0.45	-21.98	3564.93
650	22	719734	4403432	243.38	1048.28	980076.72	980146.88	0.42	0.46	-21.43	3564.97
650	23	719754	4403410	244.16	1082.76	980076.64	980146.86	0.38	0.46	-21.38	3564.88
650	24	719840	4403373	264.48	1158.62	980073.09	980146.83	0.40	0.47	-20.87	3561.38
650	25	719904	4403348	274.85	1241.38	980071.55	980146.81	0.15	0.47	-20.60	3559.86
650	26	719828	4403367	265.86	1165.52	980072.91	980146.82	0.42	0.47	-20.75	3561.18

CANAVERAL SUR											
Hoja	estacion	lat	long	cota	Disreal	gravobs	gravnor	correc cer	correc leja	AB 1999	Campo
650	1	718864	4403755	252.5		980075.2	980147.2	0.11		-22.21	3560.36
650	0	718722	4403628	273.3	0.0	980071	980147.1	0.04	0.47	-21.82	3556.29
650	1	718758	4403562	285.9	71.4	980067.4	980147	0.03	0.48	-22.88	3552.79
650	2	718772	4403515	276.3	109.5	980069.7	980147	0.26	0.49	-22.15	3555.09
650	3	718825	4403470	259.2	181.0	980072.9	980146.9	0.25	0.50	-22.31	3558.2
650	4	718865	4403425	247.0	238.1	980074.9	980146.9	0.06	0.50	-22.91	3560.11
650	5	718914	4403395	242.0	295.2	980075.4	980146.9	0.09	0.51	-23.30	3560.64
650	6	718991	4403369	229.2	366.7	980077.5	980146.8	0.07	0.52	-23.67	3562.73
650	7	719031	4403336	225.1	423.8	980078.1	980146.8	0.1	0.53	-23.83	3563.31
650	8	719105	4403304	220.6	500.0	980078.5	980146.8	0.09	0.54	-24.28	3563.73
650	9	719154	4403226	216.3	590.5	980079	980146.7	0.03	0.55	-24.58	3564.23
650	10	719185	4403173	211.3	642.9	980079.9	980146.7	0	0.59	-24.65	3565.08
650	11	719200	4403073	210.4	719.0	980080.9	980146.6	0.04	0.65	-23.68	3566.06
650	12	719209	4403003	209.5	776.2	980080.9	980146.5	0.04	0.69	-23.75	3566.07
650	13	719355	4403061	208.4	842.9	980081.2	980146.6	0	0.74	-23.70	3566.38
650	14	719407	4403031	209.2	904.8	980081	980146.6	0	0.79	-23.62	3566.25
650	15	719420	4402977	216.0	947.6	980079.4	980146.5	0.23	0.82	-23.58	3564.68
650	16	719443	4402951	218.2	985.7	980079.4	980146.5	0.02	0.85	-23.35	3564.65
650	17	719475	4402915	221.2	1028.6	980079.2	980146.5	0.08	0.88	-22.85	3564.46
650	18	719500	4402900	240.0	1052.4	980077.9	980146.5	0.26	0.90	-20.25	3563.2

CORIA	HOJA	PUNTO	XUTM	YUTM	ALTURA	GRAVOBS	GRAVNOR	DISREAL	CORR TOP	AB 1999	RESIDUAL
	622	2	739500	4429350	416	980047.50	980168.05	40428.57	0.885	-36.34	7.57
	622	3	738975	4429250	402	980049.90	980167.99	39928.57	0.626	-37.09	6.52
	622	4	738610	4429375	381	980053.40	980168.10	39428.57	0.666	-37.78	5.71
	622	5	738075	4429225	358	980057.50	980167.99	39000.00	0.599	-38.38	4.50
	622	11	734600	4428525	282	980064.60	980167.52	35500.00	0.461	-46.22	-2.02
	622	12	734060	4428400	292	980062.60	980167.43	34857.14	0.554	-46.18	-2.54
	622	13	733750	4428650	285	980064.30	980167.64	34642.86	0.36	-46.1	-2.82
	622	14	733200	4428950	278	980068.70	980167.89	34071.43	0.195	-43.32	-3.11
	622	15	732750	4429275	268	980070.40	980168.16	33714.29	0.262	-43.88	-3.22
	622	16	732200	4429375	283	980067.30	980168.26	33142.86	0.228	-44.2	-3.21
	622	17	731675	4429375	230	980063.30	980168.27	32571.43	0.222	-44.62	-3.12
	622	18	731200	4429400	271	980069.10	980168.30	32142.86	0.235	-44.82	-2.99
	622	19	730550	4429450	255	980072.70	980168.36	30000.00	0.188	-44.88	-2.76
	622	20	730000	4429375	254	980072.80	980168.31	30857.14	0.135	-44.88	-2.54
	622	21	729550	4429275	253	980072.80	980168.24	30428.57	0.164	-44.85	-2.35
	622	22	729225	4429050	260	980071.00	980168.07	30000.00	0.202	-45.15	-2.20
	622	23	728900	4428600	271	980071.50	980167.72	29714.29	0.248	-42.21	-2.02
	622	24	728400	4428425	273	980071.40	980167.59	29285.71	0.286	-41.86	-1.87
	622	25	727925	4428425	276	980071.10	980167.60	28714.29	0.315	-41.58	-1.77
	622	26	727400	4428350	283	980070.00	980167.55	28285.71	0.352	-41.44	-1.71
	622	27	726900	4428350	297	980067.10	980167.56	27714.29	0.38	-41.53	-1.68
	622	28	726150	4428375	297	980067.00	980167.60	27000.00	0.409	-41.64	-1.70
	622	29	725625	4428375	297	980067.30	980167.61	26428.57	0.427	-41.3	-1.75
	622	30	725150	4428225	296	980067.70	980167.50	26000.00	0.457	-41.17	-1.81
	622	31	724625	4428275	295	980068.30	980167.56	25428.57	0.485	-40.76	-1.89
	622	32	724175	4428375	295	980068.60	980167.65	25000.00	0.522	-40.7	-1.96
	622	33	723600	4428500	294	980068.80	980167.76	24571.43	0.559	-40.79	-2.04
	622	34	723450	4428850	293	980069.10	980168.05	24285.71	0.642	-41.13	-2.08
	622	35	723050	4429125	293	980069.40	980168.28	23857.14	0.634	-41.07	-2.11
	622	36	722500	4429075	294	980069.60	980168.27	23428.57	0.668	-40.79	-2.11
	622	37	722000	4429100	294	980070.10	980168.28	22857.14	0.713	-40.25	-2.07
	622	38	721550	4429075	291	980071.10	980168.27	22285.71	0.702	-39.98	-2.01
	622	39	721000	4429100	274	980075.10	980168.30	21857.14	0.753	-39.66	-1.89
	622	40	720650	4428875	250	980078.40	980168.13	21571.43	0.777	-39.18	-1.77
	622	41	720050	4428925	253	980077.90	980168.19	20857.14	0.805	-39.11	-1.55
	622	42	719650	4429225	285	980074.30	980168.43	20571.43	0.844	-36.55	-1.34
	622	43	719175	4429450	296	980072.20	980168.63	20142.86	0.885	-36.83	-1.08
	622	44	718675	4429325	294	980072.90	980168.54	19571.43	0.84	-36.33	-0.82
	622	45	718225	4429225	292	980073.60	980168.47	19000.00	0.817	-35.96	-0.58
	622	46	717700	4429300	293	980073.30	980168.54	18571.43	0.914	-36.03	-0.31
	622	47	717175	4429350	294	980073.80	980168.59	18000.00	0.786	-35.38	-0.06
	622	48	716750	4429325	266	980079.60	980168.58	17571.43	0.684	-35.25	0.12
	622	49	715950	4429350	293	980074.20	980168.62	16857.14	0.647	-35.19	0.39
	622	50	715425	4429075	293	980074.10	980168.41	16285.71	0.617	-35.15	0.50
	622	51	714800	4429100	277	980077.90	980168.45	15714.29	0.589	-34.72	0.54
	622	52	714250	4429125	252	980083.20	980168.47	15142.86	0.553	-34.56	0.48
	622	53	713675	4429000	246	980085.10	980168.39	14571.43	0.684	-34.09	0.34
	622	54	713125	4429000	246	980085.70	980179.55	14000.00	0.647	-44.63	0.12
	622	55	712650	4429000	247	980085.90	980168.41	13500.00	0.617	-33.25	-0.11
	622	56	712025	4428925	251	980085.40	980168.37	12857.14	0.589	-32.87	-0.50
	621	57	711700	4429350	260	980082.20	980168.72	12285.71	0.553	-34.53	-0.95
	621	58	711200	4429275	260	980082.30	980168.67	11857.14	0.579	-34.22	-1.70
	621	59	710800	4429450	263	980081.60	980168.82	11428.57	0.593	-34.47	-1.98
	621	60	710400	4429675	293	980081.10	980169.01	11000.00	0.486	-29.15	-2.48
	621	61	709950	4430050	278	980078.90	980169.32	10428.57	0.477	-34.52	-2.60
	621	62	709750	4430475	272	980080.80	980169.66	10000.00	0.423	-34.27	-2.62
	621	63	709325	4430725	295	980076.50	980169.87	9500.00	0.366	-34.32	-2.55
	596	64	709150	4431075	308	980074.30	980170.16	9142.86	0.343	-34.07	-
	596	65	708800	4431475	327	980064.90	980170.48	8714.29	0.33	-40.04	-
	596	66	708450	4431700	329	980071.10	980170.67	8214.29	0.284	-33.54	-2.08
	596	68	707825	4432050	320	980074.40	980171.21	7071.43	0.24	-31.84	-1.42
	596	69	707475	4432350	324	980074.40	980170.97	7500.00	0.227	-32.6	-0.87
	596	70	706850	4432675	310	980078.60	980171.49	6428.57	0.172	-30.96	0.13
	596	71	706400	4432875	310	980083.00	980171.66	5857.14	0.163	-26.76	0.89
	596	72	705925	4433100	309	980083.90	980171.85	5357.14	0.154	-26.28	1.72
	596	73	705475	4433325	300	980086.90	980172.04	4857.14	0.158	-25.36	2.48
	596	74	705050	4433525	295	980088.70	980172.21	4428.57	0.136	-24.85	3.11
	596	75	704400	4433775	284	980091.40	980172.42	3714.29	0.164	-24.55	3.83
	596	76	703800	4434175	286	980092.00	980172.76	3000.00	0.124	-24.03	4.17
	596	77	703300	4434400	289	980092.80	980172.95	2428.57	0.113	-23.94	4.10
	596	78	702750	4434575	287	980091.20	980173.10	1928.57	0.104	-23.79	3.71
	596	79	702450	4434900	286	980093.40	980173.37	1428.57	0.083	-23.33	3.23
	596	80	701550	4436150	287	980092.80	980174.39	0.00	0.075	-24.66	2.62
	596	81	701875	4435700	287	980093.10	980174.02	571.43	0.067	-24.03	1.99
	596	82	702200	4435300	288	980093.40	979124.75	1000.00	0.075	-24.66	1.66



## APENDICE 3

### Características Generales de las Fallas del Macizo Hespérico

Algunas fallas potencialmente activas del Macizo Hespérico se muestran en la Figura 5.1. Un resumen de sus características principales se presenta en la Tabla 5.1 del texto principal. En este apéndice, se resume, brevemente, la revisión bibliográfica de estas fallas. Se han seleccionado fallas que tienen signos de actividad tectónica dentro del régimen tectónico actual, así como otras fallas posiblemente activas. Estas últimas tienen características topográficas semejantes a las primeras o están relacionadas con sedimentos terciarios, en general. Esta información no representa una base de datos completa de fallas activas del Macizo Hespérico.

#### A.3.1. Fallas en zonas de relieves elevados

##### A.3.1.1 La Cordillera Cantábrica y los Montes de Galicia-León

La **Falla de Ventaniella** es una falla de desgarre dextral tardihercínica que corresponde a un sistema de fallas NW-SE (Vegas, 1975) y del cual es el representante de mayor longitud. La falla se extiende claramente hasta los sedimentos terciarios de la cuenca del Duero (170 km) aunque podría prolongarse hacia la Sierra de la Demanda. También, se prolonga bajo el mar en la plataforma nord-española (Julivert *et al.*, 1972). Presenta un desplazamiento horizontal dextral de 4 km en los materiales paleozoicos. Nozal & Gracia (1990) destacan reactivación cuaternaria en la terminación SE de esta falla. Describen una tectónica distensiva en el Pleistoceno Inferior para la, en la zona de la Sierra del Brezo, con una fracturación de abanicos aluviales de esta edad (datación por criterios morfológicos regionales) sin cuantificar en movimiento.

La Franja Móvil Intermedia de Asturias (**Falla de Asturias Central** en este estudio) esta representada por cabalgamientos de origen varisco y rejuegos alpinos (Lepvrier y Martín-García, 1990; Alonso *et al.*, 1996). De los que se ha seleccionado la falla central, inversa, de dirección E-W y buzamiento norte como más representativa. Esta falla limita la cuenca mesozoico-terciaria hacia el norte y tiene una extensión de hasta 120 km.

La Falla de la Cuenca de Espina (**Falla de Asturias Occidental**, en este estudio) se ha tomado como representativa de las Cuencas terciarias asociadas a fallas de direcciones NW-SE y NE-SW en el sector occidental asturiano. Discordancias intraformacionales y cambios bruscos en la sedimentación de las cuencas que indican movimientos tectónicos (Martín-Serrano *et al.*, 1996). Las fallas que limitan estas cuencas son potencialmente activas en la actualidad con algunas fallas en las que el paleozoico cabalga sobre materiales terciarios y grandes espesores de estos últimos. Denominamos Falla de Asturias Occidental en este trabajo al límite oeste de la cuenca de Espina, de carácter inverso.

El levantamiento de las formaciones hercínicas que conforman la cordillera Cantábrica se realiza mediante el movimiento de fallas inversas de dirección E-W en el borde N de la Cuenca del Duero (Santanach, 1994; Alonso *et al.*, 1996). Discordancias intraformacionales en formaciones sedimentarias con facies de borde de la Cuenca de Duero muestran posibles movimientos neotectónicos. En este área se ha prestado atención a tres fallas principales: **La Falla del borde N de la Cuenca del Duero**; la

**falla de Sabero-Gordón; la falla de León.** La Falla del borde N de la Cuenca del Duero de dirección E-W limita los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. Colmenero *et al* (1981) indican que se forman abanicos aluviales desde el Paleógeno Inferior hasta el Plioceno. Esta falla tiene una longitud aproximada de 60 km. Su continuación hacia el W es la falla de Sabero-Gordón de características similares. La falla de León es la más extensa que tiene una dirección E-W principalmente curvándose en sus extremos. Gracia Prieto *et al* (1991) en el SE de la falla indican signos de actividad reciente, y cuantifican una desvinculación de la superficie S2 de edad Turoliense-Plioceno, hundimiento de 75 a 100 m del bloque NE.

La **falla de Porma** está situada entre la de N de Duero y de Sabero-Gordon. Es un desgarres sinistral de dirección ENE-WSW y origen hercínico. No se dispone de información sobre la actividad reciente de esta estructura, pero se ha incluido para analizar cuál es la interacción de varias fallas de muy baja recurrencia, con están muy cercanas entre sí.

La **falla del Bierzo** es la mayor de las fallas de dirección N10°E a N40°E y E-W que dan lugar a las depresiones tectónicas en la provincia de León, con materiales de edad estefaniense y materiales terciarios. En asociación con estas fallas, hay formaciones terciarias a pliocenas, como las rañas (por ejemplo, el paleozoico cabalga sobre la raña en el N, Martín Parra, 1987). Santanch (1994) muestra su carácter inverso y su conexión con otra fallas de dirección N-S (por ejemplo, Regua-Verín).

En general los sedimentos asociados a las fallas gallegas son difíciles de datar. Algunas dataciones indican edades desde Oligocenas (López Martínez *et al*, 1993) a Mioceno Inferior (Huertas, pers. com. en Santanach, 1994). Las fallas se consideran relacionadas con la orogenia alpina (Santanach, 1994; Martín-Serrano *et al*, 1996) pero no se conoce en detalle su actividad neotectónica. Posible actividad reciente se ha detectado en sismos asociados a la falla de Becerreá (Martínez Díaz *et al*, en prep). Por eso se han considerado en este estudio como posiblemente activas- Las fallas de dirección NW-SE en la región gallega son fallas largas con tectónica de desgarre (Santanach, 1994). En este estudio las se han **denominado fallas de Galicia Norte, y Galicia Sur** a las fallas que conforman las alineaciones de cuencas de Pedroso-Puentes-Moiño Novo, Lendo-Meirama-Boimil, respectivamente. La **falla de Galicia Central** corresponde con una alineación paralela intermedia, de aspecto geomorfológicos semejante a las de galicia Norte y Sur. La **Falla de Sarriá** forma parte del sistema de fallas NE-SW que configuran algunas cuencas terciarias como la de Xinzo, Monforte y Sarria.

#### A.3.1.2. El Sistema Central

La **Falla del borde S del Sistema Central** es una falla inversa de dirección E-W con buzamiento hacia el Norte. Sanchez-Serrano (2000) destaca su posible actividad reciente por la presencia de un escarpe claro y su influencia en la topografía y red de drenaje.

La **Falla de borde Norte del Sistema Central** es una falla inversa de dirección E-W con buzamiento hacia el Sur. A pesar de la falta de escarpe (los materiales terciarios la fosilizan según Sánchez-Serrano, 2000) se han considerado esta falla como posiblemente activa por su expresión creando un relieve (aunque no tan pronunciado como en el borde sur del Sistema Central)

La **Falla de Seisa-Lousa** es una falla inversa que muestra un escarpe topográfico muy pronunciado. Cabral (1995) detalla algún afloramiento el basamento está cabalgando a una formación de rañas. Las rañas tienen espesores anómalos de unos 250 m lo que indica una sedimentación sintectónica. Las rañas tienen una dislocación vertical de 60 m, el relieve está basculado y las superficies de erosión están escalonadas con un salto vertical total de 150 a 200 m. Con todos estos datos, Cabral 1995 estima una tasa de deformación vertical de 0,075 a 0,1 mm/año para los últimos 2 Ma y una tasa de movimiento inverso puro (buzamiento de 35°) de 0,13 a 0,17 mm/año.

La **Falla de Sobreira-Formosa-Pomar-Grade**. Cabral (1995) expone que la falla tiene una traza de 45 km de falla inversa y 15 km de falla extensional (total de 60 km). La falla muestra un escarpe reciente y rañas sintectónicas de 100 m de espesor. Estos signos de neotectónica sólo son visibles en los segmentos SW de la misma.

La **Falla de Ponsul** es estudia principalmente por Días y Cabral (1991) en su parte portuguesa y Moreno Serrano, 1990 en su parte española. La falla de Ponsul es inversa con buzamiento hacia el norte que produce una inclinación hacia el NW de la superficie general en el muro de la falla (Moreno Serrano, 1990), donde se sitúa la cuenca de Moraleja. El salto horizontal izquierdo total es de 1,5 km. Los signos de actividad neotectónica en esta estructura han sido enumerados por Días y Cabral (1991) como: i) los sedimentos pleistocenos están cabalgados por rocas de basamento; ii) la geomorfología de los Ríos Tajo y Ponsul, así como la distribución de sus terrazas fluviales, están condicionados por movimientos recientes; y iii) existe un escarpe de falla aunque se encuentra erosionada respecto a la traza de la estructura. Cabral (1995), estima un salto vertical de 50 a 100 m para los últimos 2 a 2,5 Ma, lo que implica un salto inverso (para 50° de buzamiento de la falla) de 65 a 130 m. Estos valores dan tasas de deslizamiento de la falla de 0,026 a 0,065 mm/año (Cabral, 1995). En la parte española de la falla, Moreno Serrano no encuentra evidencia de deformación durante el Cuaternario. Para este autor las la superficie de glaciplanación labrada sobre los sedimentos de la cuenca de Moraleja enrasa con las rampas del basamento, y no está deformada.

La **Falla de Nazaré-Pombal** es una falla inversa, y está asociada al diapiro de Caldas de Rainha, que tiene una actividad sin y pos plasenciense (Cabral, 1995). La actividad diapírica ha sido asociada a actividad neotectónica pues los pliocenos están muy deformados. Cabral (1995) define un salto en esta falla de 175 m en 2,5 a 3 Ma, y obtiene así, una tasa de movimiento vertical de 0,058 a 0,07 mm/año. Según este autor, la falla presenta dos movimientos: uno anterior a la transgresión plasenciense y otro posterior. Este último supone 150 m de salto vertical en 1,6 a 2 Ma, es decir, 0,075 a 0,094 mm/año.

#### A.3.1.3 Sierra Morena

La **Falla de Sierra Albarrana** pertenece de una serie de fallas de dirección WNW-ESE, longitudinales a las directrices hercínicas (González Vallejo *et al*, 1997). Se ha incluido en este estudio por su posibla asociación a microsismicidad (Herraiz *et al*, 1996). Existe registro de macrosismicidad en la zona y de microsismicidad. Un mecanismo focal obtenido a partir de microsismicidad da un movimiento de falla normal-direccional dextral (cabeceo 43°) según planos de dirección N101° o N60°

### A.3.2 Fallas en zonas de relieve plano

#### A.3.2.1. Meseta Norte

La **Falla de las Portillas** es un accidente importante tardihercínico de dirección E-W según Gracia Prieto *et al* (1991). Estos autores describen flexiones en rañas y glacis culminantes en la prolongación hacia el E de esta falla.

La **Falla de Monte Chao** es, también, una falla tardivarisca (Tuy-Porriño-Pontevedra-Caldas de Reyes) que limita el valle de Louro (Cabral, 1995). Sus movimientos recientes han sido explicados como de desgarre sinistral en el Pleistoceno inferior e inverso posteriormente. Materiales graníticos cabalgan sobre una terraza fluvial que puede corresponder al Pleistoceno medio.

La **Falla de Manteigas-Vilariça-Bragança** es una falla tardivarisca de 250 km de longitud y movimiento de desgarre sinistral con 8 km de salto horizontal, que ha sido reactivada en el Cenozoico en el Mioceno y en el Plioceno Terminal a cuaternario Inferior, después de la deposición de la rañas (Cabral, 1989 y 1995). Cabral (1995) indica la existencia de dos episodios tectónicos: uno de desgarre sinistral puro (dirección principal se compresión NNW-SSE) que da lugar a la formación de las cuencas *pull-apart* y posteriormente un de desgarre sinistral inverso (dirección principal se compresión NW-SE) en el cuaternario medio a superior. Cabral (1995) expone los principales signos de esta reactivación cenozoica:

- i) En la cuenca de Portelo, los sedimentos rojos del interior de la cuencas son atribuidos al cuaternario medio por su grado de alteración (Cabral, 1995; según este autor sedimentos semejantes en España han sido atribuidos al Mioceno Inferior y Medio) estos materiales están asociados a los movimiento de las fallas que limitan las cuencas.
- ii) En la cuenca de Vilariça hay terrazas fluviales de una edad estimada Pleistoceno Medio a principios del Pleistoceno Superior está en contacto mecánico con granitos cizallados (falla inversa o desgarre dextral).
- iii) Cabral (1995) describe una dislocación vertical de 15 a 20 m en los últimos 100.000 a 200.000 años, es decir una tasa de movimiento vertical de 0,075 a 0,2 mm/año.
- iv) En la cuenca de Logroira hay esquistos del basamento cabalgando sobre arcosas terciarias en una movimiento sinistral-inverso.

En resumen este autor da valores de tasas de movimiento vertical de 0,06 a 0,1 mm/a para la traza de la falla en la zona de Beira-Trasmontana y de 0,16 a 0,2 mm/año en la zona de Vilariça (Cabral, 1989, 1995). Los movimientos recientes horizontales los obtiene este autor del estudio morfológico del río Duero al atravesar la falla, donde estima una desviación del curso del río de 1 km en el encajamiento del mismo desde la deposición de la rañas (Cabral, 1989). Esto implica una tasa de movimiento horizontal de 0,4 a 0,5 mm/año (Cabral, 1995).

La **Falla de Penocova-Regua-Verín** es, también, un accidente tardivarisco NE-SW de desgarre sinistral de 200 km de longitud y salto horizontal total de 3,4 km. Presenta cuencas *pull-apart* a lo largo de su traza (Vila Real, Pedras, Salgadas y



Chaves), y algún escarpe de 800 m de altura desde el Mioceno (Cabral, 1995). Se ha encontrado cuaternarios inclinados en la zona de la falla de Peso de Regua-Vila Pouca de Aguiar, así como fallas secundarias deformando pleistocenos (Cabral, 1995). En la zona de la Cuenca de Chaves se han asociado los últimos depósitos de la cuenca de edad pliocuaternaria a una tectónica importante, con un espesor de sedimentos anómalo que implica una subsidencia de la misma. En el tramo de Mortagua-Barreiro de Besteiro la diferencia topográfica entre ambos lados de la falla es mayor y llega a ser de 800 m desde el Mioceno, con escarpes recientes. La superficie de la rañas está inclinada en esta zona. En la cuenca de Mortagua se ha localizado una terraza fluvial cuaternaria fallada con hundimiento de 50 cm del labio N. Los materiales miocenos, también, están fracturados con estructuras de desgarre sinistral y hundimiento del labio NW, así como formaciones del Mioceno terminal- Plioceno por un desgarre sinistral-inverso. En la zona más meridional de la falla la superficie de erosión de Serra de Vila de edad Plioceno-Cuaternario Inferior está dislocada 100 m.

#### A.3.2.2. Meseta Sur

Las Fallas que limitan el borde N de la Cuenca del Guadiana son fallas inversas que han levantado la Sierra de Guadalupe, y otras fallas relevándose hacia el W. Éstas están ligadas a una gran desarrollo de rañas por lo que se han incluido en este estudio.

La Falla de Béjar limita las cuencas de Coria-Galisteo y Zarza por el E. Es una falla inversa en la que el basamento cabalga sobre el Terciario (apartado 4.4.). La edad del relleno sedimentario es Oligoceno-Mioceno (Bascones y Martín-Herrero, 1987a; Ugidos *et al*, 1988). En la cuenca de Zarza se han descrito abanicos aluviales de edad Pleistoceno Inferior y Superior asociados a la falla (Bascones y Martín-Herrero, 1987).

La Falla de Vidigueira-Moura es una falla inversa de dirección WNW-ESE (Brum 1990, en Cabral, 1995). Según Brum (1990) es la falla más activa del Bajo Alentejo oriental. que actualmente tiene un movimiento extensional. La reactivación terciaria y cuaternaria ha dado lugar a un escarpe fresco de unos 200 m de salto, que está poco reculado. Brum establece cuatro fases tectónicas para el movimiento de esta falla, que corresponden al Paleógeno-Mioceno Medio; Mioceno Superior, Villafranquiense Superior y Pleistoceno Inferior, basándose en la relaciones entre la falla y las formaciones estratigráficas de la cuenca sedimentaria de Moura-Mamelar. La tercera etapa está relacionada con la deposición de una formación sedimentaria que este autor denomina Unidad de las Mesas y que correlaciona con las rañas. La separación vertical de la superficies son de 170 a 190 m, de las cuales Cabral (1995) sólo asocia 50 m a la neotectónica. Con esto obtiene tasa de movimiento horizontal de 0,005 a 0,015 mm/año, mientras de Brum (1990) obtiene 0,035 a 0,095 mm/año. Los movimientos más actuales (pleistocenos) está representados por basculamientos de las terrazas fluviales.

La Falla de Grandola es un desgarre sinistral hercínico que se reactiva como falla normal (Pimentel y Azevedo, 1994; Cabral, 1995). El escarpe de esta falla está degradado, pero los estudios de la cuenca sedimentaria del Sado (Pimentel y Azevedo, 1989 y 1994) indican que la falla ha causado un relieve topográfico, un semihorst, (la Sierra de Grandola) que no existía previamente al Plioceno Superior o Cuaternario

inferior. La edad de los movimientos de esta falla está indicada por: la inexistencia de una barrera geográfica durante la deposición del Plioceno (el drenaje fluvial corría hacia el NW cruzando la extensión que actualmente ocupa la Sierra de Grandola); hay superficies de erosión datadas a través de arenas marinas de edad pliocena sobre zócalo que están deformadas; la ausencia de rañas en los taludes de la Sierra de Grandola indican su formación posterior a la deposición de la raña en otras localidades (Pimentel y Azevedo, 1994). Las rañas de la Cuenca del Sado provienen de la Sierra de Caldeiro al S de la misma. Los sedimentos que provienen de la Sierra de Grandola no presentan la rubefacción típica de las rañas y se sitúan sobre las arenas pliocenas; el drenaje fluvial no parece estar todavía adaptado al relieve actual Cabral (1995) estima una tasa de movimiento vertical de 0,06 a 0,075 mm/año, teniendo en cuenta las estimaciones de saltos verticales obtenidas por Pimentel de 150 m en 2 a 2,5 Ma.

La **Falla del Río Sor-Montargil** es una alíneación tectónica que Cabral (1995) considera de desgarre por evidencias geológicas, geofísicas y geomorfológicas. El desarrollo asimétrico de terrazas en el valle del río Sor son las evidencias principal por la que este autor sospecha la actividad reciente de la falla.

## APENDICE 4

### Completitud del Catalogo Sismico

Tablas de número de terremotos por década para las distintas magnitudes en clase de 0,6 unidades de magnitud. Los valores de completitud presentan en número de años hasta 1997. La completitud de clases de magnitudes grandes ( $M \geq 5,0$ ) está basado en el catálogo usado. En un estudio de peligrosidad completo, se pueden utilizar los datos históricos para mejorar los valores aquí usados (ampliando los intervalos de completitud en aquellas zonas que tienen terremotos mayores a los registrados en los últimos 100 años). No es el objetivo de este estudio realizar un análisis completo de la sismicidad, por eso no se ha incluido información sobre la sismicidad histórica.

ZONA 1	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930				1		4						
1930-1940				1		3						
1940-1950				1	2		3					
1950-1960					1	5						
1960-1970			3	3	19	4	3					
1970-1980		1	3	16	22	7	1					
1980-1990		2	40	107	21	5	1					
1990-2000		5	167	267	35	2						
Total	0	8	213	396	100	30	8	0	0	0	0	0
Completitud (años)					38	48	58	58	58	58	78	78

ZONA 2	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930							1					
1930-1940					3	1	1					
1940-1950					3	1	1					
1950-1960				2		3	1					
1960-1970			2	1	7	3						
1970-1980			4	13	8		1					
1980-1990		2	22	43	8							
1990-2000		8	76	72	7	1	1					
Total	0	10	104	131	36	9	6	0	0	0	0	0
Completitud (años)					38	48	58	58	58	78	78	78

<b>ZONA 3</b>	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930												
1930-1940												
1940-1950												
1950-1960					1	10						
1960-1970		1	2	35	16	3	1	1				
1970-1980			11	105	46	7	1					
1980-1990		2	52	197	58	12	3					
1990-2000	3	79	394	238	43	2	1					
<b>Total</b>	<b>3</b>	<b>82</b>	<b>459</b>	<b>575</b>	<b>164</b>	<b>34</b>	<b>6</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Completitud (años)</b>					<b>28</b>	<b>28</b>	<b>48</b>	<b>58</b>	<b>58</b>	<b>58</b>	<b>58</b>	<b>58</b>

<b>ZONA 4 Superficial</b>	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920							2	1	1			
1920-1930			1	5	5	5	6	3				
1930-1940				10	28	21	9					
1940-1950			1	42	47	22	8	2				
1950-1960			8	59	64	42	19	1		1		
1960-1970		2	41	155	111	47	15	2	1			
1970-1980	2	20	99	260	138	50	11	1				
1980-1990		27	355	460	164	35	12	3	1			
1990-2000	15	209	1036	671	175	14	6	4				
<b>Total</b>	<b>17</b>	<b>258</b>	<b>1541</b>	<b>1662</b>	<b>732</b>	<b>236</b>	<b>88</b>	<b>17</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Completitud (años)</b>					<b>28</b>	<b>48</b>	<b>48</b>	<b>48</b>	<b>48</b>	<b>48</b>	<b>48</b>	<b>48</b>

<b>ZONA 4 Profunda</b>	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930												
1930-1940												
1940-1950												
1950-1960												
1960-1970			1	9	9	8			1			
1970-1980			16	49	31	6	3	1				
1980-1990		2	39	104	43	16	4					
1990-2000	1	19	65	134	51	11	2					
<b>Total</b>	<b>1</b>	<b>21</b>	<b>121</b>	<b>296</b>	<b>134</b>	<b>41</b>	<b>9</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Completitud (años)</b>					<b>18</b>	<b>18</b>	<b>28</b>	<b>28</b>	<b>38</b>	<b>38</b>	<b>48</b>	<b>48</b>



<b>Zona 5</b> Superficial	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930												
1930-1940											1	
1940-1950							1	2				1
1950-1960						2	3					
1960-1970				1	3	1	1				1	
1970-1980				16	23	10	6					
1980-1990			2	17	15	6	1		1			
1990-2000			2	43	26	1	1					
<b>Total</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>4</b>	<b>77</b>	<b>67</b>	<b>20</b>	<b>13</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>2</b>	<b>1</b>
<b>Compleitud</b> (años)					<b>8</b>	<b>28</b>	<b>28</b>	<b>58</b>	<b>68</b>	<b>68</b>	<b>68</b>	<b>68</b>

<b>Zona 5</b> Profunda	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930												
1930-1940												
1940-1950												
1950-1960												
1960-1970								1				
1970-1980				3	10	3						
1980-1990			1	11	17		1					
1990-2000			1	19	19	2	1					
<b>Total</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>2</b>	<b>33</b>	<b>46</b>	<b>5</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Compleitud</b> (años)					<b>18</b>	<b>28</b>	<b>28</b>	<b>38</b>	<b>38</b>	<b>48</b>	<b>48</b>	<b>48</b>

<b>ZONA 6</b>	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930				1		4						
1930-1940				1		3						
1940-1950							3					
1950-1960						3						
1960-1970			1	3	13	3	3					
1970-1980			2	13	20	6	1					
1980-1990		1	20	71	13	4	1					
1990-2000		4	125	222	26	2						
<b>Total</b>	<b>0</b>	<b>5</b>	<b>148</b>	<b>311</b>	<b>72</b>	<b>25</b>	<b>8</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Compleitud</b> (años)					<b>38</b>	<b>48</b>	<b>58</b>	<b>58</b>	<b>58</b>	<b>58</b>	<b>78</b>	<b>78</b>

<b>Zona 7</b>	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930												
1930-1940					1	2	1					
1940-1950						4						
1950-1960				2	1	4	1					
1960-1970		1	2	34	19	5	1	1				
1970-1980			12	108	49	7	1					
1980-1990		2	55	205	64	12	3					
1990-2000	3	79	400	255	49	2	1					
Total	3	82	469	604	183	36	8	1	0	0	0	0
Compleitud (años)					28	28	38	58	58	58	58	58

<b>ZONA 8</b>	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930												
1930-1940					3							
1940-1950				2	1	4	1					
1950-1960				2	1	4	1					
1960-1970			4	1	10	2						
1970-1980		1	4	13	7	1	1					
1980-1990		3	38	70	11	1						
1990-2000		8	111	100	10	1	1					
Total	0	12	157	188	43	13	4	0	0	0	0	0
Compleitud (años)					38	58	58	58	58	58	58	58

<b>ZONA 9</b>	1,1- 1,7	1,7- 2,3	2,3- 2,9	2,9- 3,5	3,5- 4,1	4,1- 4,7	4,7- 5,3	5,3- 5,9	5,9- 6,5	6,5- 7,1	7,1- 7,7	7,7- 8,3
1900-1910												
1910-1920												
1920-1930												
1930-1940											1	
1940-1950								1				1
1950-1960						1	1					
1960-1970						1						
1970-1980						1						
1980-1990									1			
1990-2000				1	6	1						
Total	0			1	6	4	1	1	1	0	1	1
Compleitud (años)							44	55	55	55	68	68

## APENDICE 5

### Calculo de los Valores “a” y “b” de las Uentes Area

Se resumen los datos de entrada y resultados de los cálculos de los valores a y b de la ecuación de Gutenberg-Richter, con el programa “Calcrate” (Bender y Perkins, 1987).

Los datos de entrada son grupos de tres números, por ejemplo 3,7 97 38, que representan: el punto medio de la clase de magnitudes (3,7 = clase de valores 3.5 a 4.1); el número de sismos para esa clase (97 terremotos), y el número de años para los que ese número de terremotos es completo (38 años desde 1997, es decir es completo desde 1959).

Los resultados son los valores a, y b.

#### ZONA 1 $M_{max} = 6,7$

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

3,7 97 38

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 23 48

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 6 sets.

6,7 0 58

beta= 0,27436E+01

b=-0,11915E+01

a= 0,48175E+01

	i	occurences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
	3,700	97,000	0,97433E+02	-0,43304E+00	0,19246E-02	0,25640E+01
	4,300	23,000	0,23728E+02	-0,72771E+00	0,22318E-01	0,49433E+00
	4,900	0,00000	0,55276E+01	0,24724E+01	0,11059E+01	0,95303E-01
	5,500	0,00000	0,10657E+01	-0,10657E+01	0,10657E+01	0,18374E-01
	6,100	0,00000	0,20546E+00	-0,20546E+00	0,20546E+00	0,35423E-02
	6,700	0,00000	0,39610E-01	-0,39610E-01	0,39610E-01	0,68294E-03

chi-sq= 0,24409E+01

total sum of squares= 0,80094E+01

#### Zona 1 $M_{max} = 7.3$

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,7 97 38

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 23 48

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 58

Enter the 7th of 7 sets.

7,3 0 78

beta= 0,27456E+01

b=-0,11924E+01

a= 0,48209E+01

	i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
	3,700	97,00000	0,97455E+02	-0,45465E+00	0,21211E-02	0,25646E+01
	4,300	23,00000	0,23704E+02	-0,70412E+00	0,20915E-01	0,49384E+00
	4,900	8,00000	0,55154E+01	0,24846E+01	0,11193E+01	0,95093E-01
	5,500	0,00000	0,10620E+01	-0,10620E+01	0,10620E+01	0,18311E-01
	6,100	0,00000	0,20450E+00	-0,20450E+00	0,20450E+00	0,35259E-02
	6,700	0,00000	0,39379E-01	-0,39379E-01	0,39379E-01	0,67895E-03
	7,300	0,00000	0,10198E-01	-0,10198E-01	0,10198E-01	0,13074E-03

chi-sq= 0,24585E+01

total sum of squares= 0,80473E+01

### Zona 1 $M_{\max}=8.2$

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

9

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 9 sets.

3,7 97 38

Enter the 2nd of 9 sets.

4,3 23 48

Enter the 3rd of 9 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 9 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 9 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 9 sets.

6,7 0 58

Enter the 7th of 9 sets.

7,3 0 78

Enter the 8th of 9 sets.

7,9 0 78

Enter the 9th of 9 sets.

8,2 0 78

beta= 0,27463E+01

b=-0,11927E+01

a= 0,48220E+01

	i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
	3,700	97,00000	0,97470E+02	-0,47049E+00	0,22711E-02	0,25650E+01
	4,300	23,00000	0,23698E+02	-0,69844E+00	0,20585E-01	0,49372E+00
	4,900	8,00000	0,55118E+01	0,24882E+01	0,11232E+01	0,95032E-01
	5,500	0,00000	0,10609E+01	-0,10609E+01	0,10609E+01	0,18292E-01
	6,100	0,00000	0,20421E+00	-0,20421E+00	0,20421E+00	0,35208E-02
	6,700	0,00000	0,39306E-01	-0,39306E-01	0,39306E-01	0,67770E-03
	7,300	0,00000	0,10175E-01	-0,10175E-01	0,10175E-01	0,13044E-03
	7,900	0,00000	0,19584E-02	-0,19584E-02	0,19584E-02	0,25108E-04



8,200 0,00000 0,85922E-03 -0,85922E-03 0,85922E-03 0,11016E-04  
chi-sq= 0,24635E+01 total sum of squares= 0,80691E+01

### Zona 2 M<sub>max</sub>=6.7

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

3,7 30 38

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 7 48

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 3 58

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 6 sets.

6,7 0 78

beta= 0,26563E+01		b=-0,11536E+01		a= 0,41649E+01	
i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	30,00000	0,29950E+02	0,50041E-01	0,83610E-04	0,78816E+00
4,300	7,00000	0,76859E+01	-0,68586E+00	0,61203E-01	0,16012E+00
4,900	3,00000	0,18868E+01	0,11132E+01	0,65684E+00	0,32530E-01
5,500	0,00000	0,38332E+00	-0,38332E+00	0,38332E+00	0,66089E-02
6,100	0,00000	0,77874E-01	-0,77874E-01	0,77874E-01	0,13427E-02
6,700	0,00000	0,15821E-01	-0,15821E-01	0,15821E	

chi-sq= 0,11772E+02 total sum of squares= 0,17551E+03

### Zona 2 M<sub>max</sub>= 7.3

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,7 30 38

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 7 48

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 3 58

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 78

Enter the 7th of 7 sets.

7,3 0 78

beta= 0,26614E+01		b=-0,11558E+01		a= 0,41735E+01	
i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	30,00000	0,29972E+02	0,27704E-01	0,25608E-04	0,78874E+00
4,300	7,00000	0,76680E+01	-0,66802E+00	0,58197E-01	0,15975E+00
4,900	3,00000	0,18766E+01	0,11234E+01	0,67248E+00	0,32356E-01

5,500	0,00000	0,38009E+00	-0,38009E+00	0,38009E+00	0,65532E-02
6,100	0,00000	0,76982E-01	-0,76982E-01	0,76982E-01	0,13273E-02
6,700	0,00000	0,20968E-01	-0,20968E-01	0,20968E-01	0,26882E-03
7,300	0,00000	0,42468E-02	-0,42468E-02	0,42468E-02	0,54447E-04

chi-sq= 0,12130E+01      total sum of squares= 0,18599E+01

### Zona 2 $M_{\max}=8.2$

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

9

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 9 sets.

3,7 30 38

Enter the 2nd of 9 sets.

4,3 7 48

Enter the 3rd of 9 sets.

4,9 3 58

Enter the 4th of 9 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 9 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 9 sets.

6,7 0 78

Enter the 7th of 9 sets.

7,3 0 78

Enter the 8th of 9 sets.

7,9 0 78

Enter the 9th of 9 sets.

8,2 0 78

beta= 0,26622E+01

b=-0,11562E+01

a= 0,41749E+01

	i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	30,00000	0,29977E+02	0,22703E-01	0,17194E-04	0,78888E+00	
4,300	7,00000	0,76653E+01	-0,66533E+00	0,57749E-01	0,15969E+00	
4,900	3,00000	0,18750E+01	0,11250E+01	0,67502E+00	0,32327E-01	
5,500	0,00000	0,37956E+00	-0,37956E+00	0,37956E+00	0,65441E-02	
6,100	0,00000	0,76835E-01	-0,76835E-01	0,76835E-01	0,13247E-02	
6,700	0,00000	0,20917E-01	-0,20917E-01	0,20917E-01	0,26817E-03	
7,300	0,00000	0,42344E-02	-0,42344E-02	0,42344E-02	0,54287E-04	
7,900	0,00000	0,85717E-03	-0,85717E-03	0,85717E-03	0,10989E-04	
8,200	0,00000	0,38566E-03	-0,38566E-03	0,38566E-03	0,49444E-05	

chi-sq= 0,12156E+01

total sum of squares= 0,18593E+01

### Zona 3 $M_{\max}=6.7$

Enter. the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

3,7 147 28

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 24 28

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 6 48

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 1 58

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 058

Enter the 6th of 6 sets.

6,70 58

beta=0,31173E+01

b=-0,13538E+01

a=0,57320E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	147,00000	0,14788E+03	-0,87909E+00	0,52259E-02	0,52814E+01
4,300	24,00000	0,22782E+02	0,12176E+01	0,65075E-01	0,81366E+00
4,900	6,00000	0,60169E+01	-0,16934E-01	0,47661E-04	0,12535E+00
5,500	1,00000	0,11201E+01	-0,12009E+00	0,12876E-01	0,19312E-01
6,100	0,00000	0,17256E+00	-0,17256E+00	0,17256E+00	0,29752E-02
6,700	0,00000	0,26585E-01	-0,26585E-01	0,26585E-01	0,45837E-03

chi-sq= 0,28237E+00 total sum of squares= 0,23005E+01

### Zona 3 M<sub>max</sub>=7.3

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,714728

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 24 28

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 6 48

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 1 58

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 058

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 58

Enter the 7th of 7 sets.

7,3 0 58

beta=0,31181E+01

b=-0,13542E+01

a=0,57332E+01

	i .occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	147,00000	0,14789E+03	-0,88852E+00	0,53383E-02	0,52817E+01
4,300	24,00000	0,22773E+02	0,12266E+01	0,66061E-01	0,81334E+00
4,900	6,00000	0,60118E+01	-0,11823E-01	0,23252E-04	0,12525E+00
5,500	1,00000	0,11186E+01	-0,11863E+00	0,12581E-01	0,19287E-01
6,100	0,00000	0,17226E+00	-0,17226E+00	0,17226E+00	0,29700E-02
6,700	0,00000	0,26526E-01	-0,26526E-01	0,26526E-01	0,45735E-03
7,300	0,00000	0,40848E-02	-0,40848E-02	0,40848E-02	0,70428E-04

chi-sq= 0,28687E+00 total sum of squares= 0,23385E+01

### Zona 3 M<sub>max</sub>=8.2

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,714728

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 24 28

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 6 48  
 Enter the 4th of 7 sets.  
 5,5 1 58  
 Enter the 5th of 7 sets.  
 6,1 0 58  
 Enter the 6th of 7 sets.  
 6,7 0 58  
 Enter the 7th of 7 sets.  
 7,3 0 58

beta=0,31181E+01      b=-0,13542E+01      a=0,57332E+01

	i .occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	147,00000	0,14789E+03	-0,88852E+00	0,53383E-02	0,52817E+01
4,300	24,00000	0,22773E+02	0,12266E+01	0,66061E-01	0,81334E+00
4,900	6,00000	0,60118E+01	-0,11823E-01	0,23252E-04	0,12525E+00
5,500	1,00000	0,11186E+01	-0,11863E+00	0,12581E-01	0,19287E-01
6,100	0,00000	0,17226E+00	-0,17226E+00	0,17226E+00	0,29700E-02
6,700	0,00000	0,26526E-01	-0,26526E-01	0,26526E-01	0,45735E-03
7,300	0,00000	0,40848E-02	-0,40848E-02	0,40848E-02	0,70428E-04

chi-sq= 0,28687E+00    total sum of squares= 0,23385E+01

#### Zona 4 M<sub>max</sub>=6.7

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

3,7 478 28

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 188 48

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 63 48

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 12 48

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 2 48

Enter the 6th of 6 sets.

6,7 1 48

beta= 0,22953E+01      b=-0,99685E+00      a= 0,49147E+01

	i .occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	478,00000	0,47153E+03	0,64651E+01	0,88643E-01	0,16841E+02
4,300	188,00000	0,20393E+03	-0,15933E+02	0,12448E+01	0,42486E+01
4,900	63,00000	0,51449E+02	0,11551E+02	0,25932E+01	0,10719E+01
5,500	12,00000	0,12980E+02	-0,97985E+00	0,73968E-01	0,27041E+00
6,100	2,00000	0,32746E+01	-0,12746E+01	0,49614E+00	0,68221E-01
6,700	1,00000	0,82614E+00	0,17386E+00	0,36590E-01	0,17211E-01

chi-sq= 0,45334E+01    total sum of squares= 0,43169E+03

#### Zona 4 M<sub>max</sub>=7.3

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

4,3 146 38

Enter the 2nd of 6 sets.



4,9 44 38  
 Enter the 3rd of 6 sets.  
 5,5 12 48  
 Enter the 4th of 6 sets.  
 6,1 2 48  
 Enter the 5th of 6 sets.  
 6,7 1 48  
 Enter the 6th of 6 sets.  
 7,3 0 48

beta= 0,22563E+01      b=-0,97990E+00      a= 0,48083E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
4,300	146,00000	0,14947E+03	-0,34687E+01	0,80496E-01	0,39334E+01
4,900	44,00000	0,38602E+02	0,53977E+01	0,75475E+00	0,10159E+01
5,500	12,00000	0,12593E+02	-0,59313E+00	0,27936E-01	0,26236E+00
6,100	2,00000	0,32523E+01	-0,12523E+01	0,48223E+00	0,67757E-01
6,700	1,00000	0,83996E+00	0,16004E+00	0,30492E-01	0,17499E-01
7,300	0,00000	0,21693E+00	-0,21693E+00	0,21693E+00	0,45194E-02

chi-sq= 0,15928E+01      total sum of squares= 0,43160E+02

#### Zona 4 M<sub>max</sub>=8.2

Enter the number of mag intervals, zero to quit.  
 8  
 Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.  
 Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.  
 Enter the 1st of 8 sets.  
 4,3 146 38  
 Enter the 2nd of 8 sets.  
 4,9 44 38  
 Enter the 3rd of 8 sets.  
 5,5 12 48  
 Enter the 4th of 8 sets.  
 6,1 2 48  
 Enter the 5th of 8 sets.  
 6,7 1 48  
 Enter the 6th of 8 sets.  
 7,3 0 48  
 Enter the 7th of 8 sets.  
 7,9 0 48  
 Enter the 8th of 8 sets.  
 8,2 0 48

beta= 0,22637E+01      b=-0,98312E+00      a= 0,48228E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
4,300	146,00000	0,14968E+03	-0,36817E+01	0,90557E-01	0,39390E+01
4,900	44,00000	0,38486E+02	0,55144E+01	0,79014E+00	0,10128E+01
5,500	12,00000	0,12499E+02	-0,49925E+00	0,19941E-01	0,26040E+00
6,100	2,00000	0,32138E+01	-0,12138E+01	0,45841E+00	0,66953E-01
6,700	1,00000	0,82631E+00	0,17369E+00	0,36510E-01	0,17215E-01
7,300	0,00000	0,21246E+00	-0,21246E+00	0,21246E+00	0,44262E-02
7,900	0,00000	0,54626E-01	-0,54626E-01	0,54626E-01	0,11380E-02
8,200	0,00000	0,27699E-01	-0,27699E-01	0,27699E-01	0,57706E-03

chi-sq= 0,16903E+01      total sum of squares= 0,45765E+02

#### Zona 4 Profunda M<sub>max</sub>=6.7

Enter the number of mag intervals, zero to quit.  
 6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.  
Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

3,7 94 18

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 27 18

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 9 28

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 1 28

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 1 38

Enter the 6th of 6 sets.

6,7 0 38

beta= 0,23445E+01      b=-0,10182E+01      a= 0,44957E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	94,00000	0,96306E+02	-0,23055E+01	0,55194E-01	0,53503E+01
4,300	27,00000	0,23591E+02	0,34093E+01	0,49270E+00	0,13106E+01
4,900	9,00000	0,89891E+01	0,10876E-01	0,13158E-04	0,32104E+00
5,500	1,00000	0,22020E+01	-0,12020E+01	0,65609E+00	0,78641E-01
6,100	1,00000	0,73202E+00	0,26798E+00	0,98101E-01	0,19264E-01
6,700	0,00000	0,17931E+00	-0,17931E+00	0,17931E+00	0,47188E-02

chi-sq= 0,14814E+01      total sum of squares= 0,18487E+02

#### **Zona 4 Profunda $M_{\max}=7.3$**

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.  
Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,7 94 18

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 27 18

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 9 28

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 1 28

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 1 38

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 38

Enter the 7th of 7 sets.

7,3 0 48

beta= 0,23512E+01      b=-0,10211E+01      a= 0,45070E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	94,00000	0,96411E+02	-0,24114E+01	0,60313E-01	0,53562E+01
4,300	27,00000	0,23521E+02	0,34791E+01	0,51461E+00	0,13067E+01
4,900	9,00000	0,89262E+01	0,73831E-01	0,61067E-03	0,31879E+00
5,500	1,00000	0,21777E+01	-0,11777E+01	0,63687E+00	0,77774E-01
6,100	1,00000	0,72101E+00	0,27899E+00	0,10795E+00	0,18974E-01
6,700	0,00000	0,17590E+00	-0,17590E+00	0,17590E+00	0,46290E-02
7,300	0,00000	0,54207E-01	-0,54207E-01	0,54207E-01	0,11293E-02

chi-sq= 0,15505E+01      total sum of squares= 0,19423E+02

#### **Zona 4 Profunda $M_{\max}=8.2$**

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

9

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 9 sets.

3,7 94 18

Enter the 2nd of 9 sets.

4,3 27 18

Enter the 3rd of 9 sets.

4,9 9 28

Enter the 4th of 9 sets.

5,5 1 28

Enter the 5th of 9 sets.

6,1 1 38

Enter the 6th of 9 sets.

6,7 0 38

Enter the 7th of 9 sets.

7,3 0 48

Enter the 8th of 9 sets.

7,9 0 48

Enter the 9th of 9 sets.

8,2 0 48

beta= 0,23541E+01

b=-0,10224E+01

a= 0,45119E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	94,00000	0,96471E+02	-0,24706E+01	0,63273E-01	0,53595E+01
4,300	27,00000	0,23494E+02	0,35055E+01	0,52305E+00	0,13052E+01
4,900	9,00000	0,89007E+01	0,99344E-01	0,11088E-02	0,31788E+00
5,500	1,00000	0,21677E+01	-0,11677E+01	0,62899E+00	0,77417E-01
6,100	1,00000	0,71646E+00	0,28354E+00	0,11222E+00	0,18854E-01
6,700	0,00000	0,17449E+00	-0,17449E+00	0,17449E+00	0,45917E-02
7,300	0,00000	0,53677E-01	-0,53677E-01	0,53677E-01	0,11183E-02
7,900	0,00000	0,13073E-01	-0,13073E-01	0,13073E-01	0,27234E-03
8,200	0,00000	0,64513E-02	-0,64513E-02	0,64513E-02	0,13440E-03

chi-sq= 0,15763E+01

total sum of squares= 0,19880E+02

### Zone 5 $M_{max}=7.3$ and 8.2

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

8

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 8 sets.

3,7 26 8

Enter the 2nd of 8 sets.

4,3 16 28

Enter the 3rd of 8 sets.

4,9 8 28

Enter the 4th of 8 sets.

5,5 1 58

Enter the 5th of 8 sets.

6,1 0 68

Enter the 6th of 8 sets.

6,7 0 68

Enter the 7th of 8 sets.

7,3 0 68

Enter the 8th of 8 sets.

7,7 1 68

beta= 0,23430E+01

b=-0,10176E+01

a= 0,42323E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	26,00000	0,23464E+02	0,25355E+01	0,27398E+00	0,29331E+01
4,300	16,00000	0,20135E+02	-0,41345E+01	0,84901E+00	0,71909E+00
4,900	8,00000	0,49363E+01	0,30637E+01	0,19014E+01	0,17630E+00
5,500	1,00000	0,25069E+01	-0,15069E+01	0,90580E+00	0,43223E-01
6,100	0,00000	0,72058E+00	-0,72058E+00	0,72058E+00	0,10597E-01
6,700	0,00000	0,17666E+00	-0,17666E+00	0,17666E+00	0,25980E-02
7,300	0,00000	0,43312E-01	-0,43312E-01	0,43312E-01	0,63694E-03
7,700	1,00000	0,16966E-01	0,98303E+00	0,56958E+02	0,24950E-03
chi-sq= 0,61829E+02		total sum of squares= 0,36699E+02			

### Zone 5 M<sub>max</sub> deep

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

9

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 9 sets.

3,7 36 18

Enter the 2nd of 9 sets.

4,3 5 28

Enter the 3rd of 9 sets.

4,9 2 28

Enter the 4th of 9 sets.

5,5 1 38

Enter the 5th of 9 sets.

6,7 0 38

Enter the 6th of 9 sets.

6,1 0 38

Enter the 7th of 9 sets.

7,3 0 48

Enter the 8th of 9 sets.

7,9 0 48

Enter the 9th of 9 sets.

8,2 0 48

beta= 0,30835E+01

b=-0,13391E+01

a= 0,52314E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	36,00000	0,34035E+02	0,19655E+01	0,11351E+00	0,18908E+01
4,300	5,00000	0,83240E+01	-0,33240E+01	0,13273E+01	0,29728E+00
4,900	2,00000	0,13087E+01	0,69126E+00	0,36511E+00	0,46741E-01
5,500	1,00000	0,27926E+00	0,72074E+00	0,18602E+01	0,73489E-02
6,700	0,00000	0,69033E-02	-0,69033E-02	0,69033E-02	0,18166E-03
6,100	0,00000	0,43907E-01	-0,43907E-01	0,43907E-01	0,11554E-02
7,300	0,00000	0,13710E-02	-0,13710E-02	0,13710E-02	0,28562E-04
7,900	0,00000	0,21556E-03	-0,21556E-03	0,21556E-03	0,44908E-05
8,200	0,00000	0,85472E-04	-0,85472E-04	0,85472E-04	0,17807E-05
chi-sq= 0,37186E+01		total sum of squares= 0,15911E+02			

### Zone 6 M<sub>max</sub>=6.7

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.



Enter the 1st of 6 sets.

3,7 72 38

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 18 48

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 6 sets.

6,7 0 58

beta= 0,25688E+01

b=-0,11156E+01

a= 0,44059E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	72,00000	0,72097E+02	-0,96886E-01	0,13020E-03	0,18973E+01
4,300	18,00000	0,19499E+02	-0,14986E+01	0,11518E+00	0,40622E+00
4,900	8,00000	0,50445E+01	0,29555E+01	0,17316E+01	0,86975E-01
5,500	0,00000	0,10801E+01	-0,10801E+01	0,10801E+01	0,18622E-01
6,100	0,00000	0,23125E+00	-0,23125E+00	0,23125E+00	0,39870E-02
6,700	0,00000	0,49512E-01	-0,49512E-01	0,49512E-01	0,85365E-03

chi-sq= 0,32077E+01

total sum of squares= 0,12213E+02

### Zone 6 $M_{max}=7.3$

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,7 72 38

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 18 48

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 58

Enter the 7th of 7 sets.

7,3 0 78

beta= 0,25719E+01

b=-0,11170E+01

a= 0,44112E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	72,00000	0,72132E+02	-0,13165E+00	0,24026E-03	0,18982E+01
4,300	18,00000	0,19471E+02	-0,14714E+01	0,11119E+00	0,40565E+00
4,900	8,00000	0,50280E+01	0,29720E+01	0,17566E+01	0,86691E-01
5,500	0,00000	0,10745E+01	-0,10745E+01	0,10745E+01	0,18526E-01
6,100	0,00000	0,22963E+00	-0,22963E+00	0,22963E+00	0,39591E-02
6,700	0,00000	0,49073E-01	-0,49073E-01	0,49073E-01	0,84609E-03
7,300	0,00000	0,14103E-01	-0,14103E-01	0,14103E-01	0,18081E-03

chi-sq= 0,32354E+01

total sum of squares= 0,12225E+02

### Zone 6 $M_{max}=8.2$

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.  
Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

3,7 162 28

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 21 28

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 1 58

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 6 sets.

6,7 0 58

beta= 0,32494E+01

b=-0,14112E+01

a= 0,59814E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	162,00000	0,16113E+03	0,87425E+00	0,47436E-02	0,57545E+01
4,300	21,00000	0,22933E+02	-0,19329E+01	0,16291E+00	0,81903E+00
4,900	8,00000	0,67612E+01	0,12388E+01	0,22699E+00	0,11657E+00
5,500	1,00000	0,96231E+00	0,37690E-01	0,14761E-02	0,16592E-01
6,100	0,00000	0,13696E+00	-0,13696E+00	0,13696E+00	0,23615E-02
6,700	0,00000	0,19494E-01	-0,19494E-01	0,19494E-01	0,33610E-03
chi-sq= 0,55257E+00		total sum of squares= 0,60555E+01			

### Zone 7 M<sub>max</sub>= 6.7

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,7 162 28

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 21 28

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 6 38

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 1 58

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 58

beta= 0,31827E+01

b=-0,13822E+01

a= 0,58728E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	162,00000	0,16059E+03	0,14105E+01	0,12388E-01	0,57353E+01
4,300	21,00000	0,23789E+02	-0,27894E+01	0,32707E+00	0,84962E+00
4,900	6,00000	0,47827E+01	0,12173E+01	0,30982E+00	0,12586E+00
5,500	1,00000	0,70850E+00	0,29150E+00	0,11993E+00	0,18645E-01
6,100	0,00000	0,10496E+00	-0,10496E+00	0,10496E+00	0,27620E-02
6,700	0,00000	0,15548E-01	-0,15548E-01	0,15548E-01	0,40916E-03
7,300	0,00000	0,35155E-02	-0,35155E-02	0,35155E-02	0,60612E-04
chi-sq= 0,89322E+00		total sum of squares= 0,11348E+02			

### Zone 7 M<sub>max</sub>=7.3

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.  
Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,7 162 28

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 21 28

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 1 58

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 58

Enter the 7th of 7 sets.

7,3 0 58

beta= 0,32499E+01 b=-0,14114E+01 a= 0,59823E+01

i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate	
3,700	162,00000	0,16118E+03	0,81516E+00	0,41225E-02	0,57566E+01	
4,300	21,00000	0,22934E+02	-0,19343E+01	0,16314E+00	0,81908E+00	
4,900	8,00000	0,67595E+01	0,12405E+01	0,22764E+00	0,11654E+00	
5,500	1,00000	0,96179E+00	0,38212E-01	0,15182E-02	0,16583E-01	
6,100	0,00000	0,13685E+00	-0,13685E+00	0,13685E+00	0,23595E-02	
6,700	0,00000	0,19472E-01	-0,19472E-01	0,19472E-01	0,33572E-03	
7,300	0,00000	0,27705E-02	-0,27705E-02	0,27705E-02	0,47768E-04	
chi-sq= 0,55551E+00		total sum of squares= 0,59653E+01				

### Zone 7 $M_{max}=8.2$

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

9

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.  
Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 9 sets.

3,7 162 28

Enter the 2nd of 9 sets.

4,3 21 28

Enter the 3rd of 9 sets.

4,9 8 58

Enter the 4th of 9 sets.

5,5 1 58

Enter the 5th of 9 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 9 sets.

7,3 0 58

Enter the 7th of 9 sets.

6,7 0 58

Enter the 8th of 9 sets.

7,9 0 58

Enter the 9th of 9 sets.

8,2 0 58

beta= 0,32500E+01

b=-0,14115E+01

a= 0,59824E+01

i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	162,00000	0,16113E+03	0,87196E+00	0,47187E-02	0,57546E+01

4,300	21,00000	0,22924E+02	-0,19245E+01	0,16156E+00	0,81873E+00
4,900	8,00000	0,67561E+01	0,12439E+01	0,22901E+00	0,11648E+00
5,500	1,00000	0,96123E+00	0,38773E-01	0,15640E-02	0,16573E-01
6,100	0,00000	0,13676E+00	-0,13676E+00	0,13676E+00	0,23579E-02
7,300	0,00000	0,27683E-02	-0,27683E-02	0,27683E-02	0,47729E-04
6,700	0,00000	0,19457E-01	-0,19457E-01	0,19457E-01	0,33547E-03
7,900	0,00000	0,39386E-03	-0,39386E-03	0,39386E-03	0,67906E-05
8,200	0,00000	0,14856E-03	-0,14856E-03	0,14856E-03	0,25614E-05

chi-sq= 0,55637E+00      total sum of squares= 0,60317E+01

### Zone 8 M<sub>max</sub>=6.7

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

3,7 38 38

Enter the 2nd of 6 sets.

4,3 13 58

Enter the 3rd of 6 sets.

4,9 4 58

Enter the 4th of 6 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 6 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 6 sets.

6,7 0 58

	beta= 0,25351E+01	b=-0,11010E+01	a= 0.40799E+01		
	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	38,00000	0,38556E+02	-0,55568E+00	0,80086E-02	0,10146E+01
4,300	13,00000	0,12857E+02	0,14263E+00	0,15823E-02	0,22168E+00
4,900	4,00000	0,28091E+01	0,11909E+01	0,50485E+00	0,48433E-01
5,500	0,00000	0,61375E+00	-0,61375E+00	0,61375E+00	0,10582E-01
6,100	0,00000	0,13409E+00	-0,13409E+00	0,13409E+00	0,23120E-02
6,700	0,00000	0,29297E-01	-0,29297E-01	0,29297E-01	0,50513E-03

chi-sq= 0,12916E+01      total sum of squares= 0,21428E+01

### Zone 8 M<sub>max</sub>=7.3

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

7

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 7 sets.

3,7 38 38

Enter the 2nd of 7 sets.

4,3 13 58

Enter the 3rd of 7 sets.

4,9 4 58

Enter the 4th of 7 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 7 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 7 sets.

6,7 0 58



Enter the 7th of 7 sets.

7,3 0 58

beta= 0,25375E+01

b=-0,11020E+01

a= 0,40840E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	38,00000	0,38574E+02	-0,57413E+00	0,85454E-02	0,10151E+01
4,300	13,00000	0,12845E+02	0,15516E+00	0,18743E-02	0,22146E+00
4,900	4,00000	0,28023E+01	0,11977E+01	0,51188E+00	0,48316E-01
5,500	0,00000	0,61137E+00	-0,61137E+00	0,61137E+00	0,10541E-01
6,100	0,00000	0,13338E+00	-0,13338E+00	0,13338E+00	0,22997E-02
6,700	0,00000	0,29099E-01	-0,29099E-01	0,29099E-01	0,50171E-03
7,300	0,00000	0,63485E-02	-0,63485E-02	0,63485E-02	0,10946E-03
chi-sq= 0,13025E+01 total sum of squares= 0,21806E+01					

### Zone 8 M<sub>max</sub>=8.2

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

9

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 9 sets.

3,7 38 38

Enter the 2nd of 9 sets.

4,3 13 58

Enter the 3rd of 9 sets.

4,9 4 58

Enter the 4th of 9 sets.

5,5 0 58

Enter the 5th of 9 sets.

6,1 0 58

Enter the 6th of 9 sets.

6,7 0 58

Enter the 7th of 9 sets.

7,3 0 58

Enter the 8th of 9 sets.

7,9 0 58

Enter the 9th of 9 sets.

8,2 0 58

beta= 0,25384E+01

b=-0,11024E+01

a= 0,40855E+01

	i occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
3,700	38,00000	0,38578E+02	-0,57820E+00	0,86659E-02	0,10152E+01
4,300	13,00000	0,2839E+02	0,16107E+00	0,20207E-02	0,22136E+00
4,900	4,00000	0,27994E+01	0,12006E+01	0,51486E+00	0,48266E-01
5,500	0,00000	0,61040E+00	-0,61040E+00	0,61040E+00	0,10524E-01
6,100	0,00000	0,13309E+00	-0,13309E+00	0,13309E+00	0,22947E-02
6,700	0,00000	0,29020E-01	-0,29020E-01	0,29020E-01	0,50035E-03
7,300	0,00000	0,63276E-02	-0,63276E-02	0,63276E-02	0,10910E-03
7,900	0,00000	0,13797E-02	-0,13797E-02	0,13797E-02	0,23788E-04
8,200	0,00000	0,64425E-03	-0,64425E-03	0,64425E-03	0,11108E-04
chi-sq= 0,13064E+01 total sum of squares= 0,21928E+01					

### Zona 9

Enter the number of mag intervals, zero to quit.

6

Enter the magnitude, number eq's obs'd in the completeness time (CT), and CT for each.

Alternatively enter magnitude, annual rate and a CT of 1.0 for each.

Enter the 1st of 6 sets.

4,9 1 44

Enter the 2nd of 6 sets.

5,5 1 55

Enter the 3rd of 6 sets.

6,1 1 55

Enter the 4th of 6 sets.

6,7 0 55

Enter the 5th of 6 sets.

7,3 1 68

Enter the 6th of 6 sets.

7,9 1 68

beta= 0,19128E+00

b=-0,83070E-01

a=-0,13041E+01

	i	occurrences	pred in CT	difference	d*d/p	Interv annl rate
4,900	1,00000	0,85575E+00	0,14425E+00	0,24314E-01	0,19449E-01	
5,500	1,00000	0,95371E+00	0,46289E-01	0,22466E-02	0,17340E-01	
6,100	1,00000	0,85031E+00	0,14969E+00	0,26353E-01	0,15460E-01	
6,700	0,00000	0,75811E+00	-0,75811E+00	0,75811E+00	0,13784E-01	
7,300	1,00000	0,83568E+00	0,16432E+00	0,32312E-01	0,12289E-01	
7,900	1,00000	0,74507E+00	0,25493E+00	0,87228E-01	0,10957E-01	
chi-sq= 0.93057E+00		total sum of squares= 0,71208E+00				

